STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES GEBIETES ZWISCHEN DEM OBEREN PARMA- UND DEM OBEREN ENZA-TAL IM NORD-APENNIN

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Jörg Loeschke

aus Köln

1965

Druck:
ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e.V.
DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE
1 Berlin 33, Garystr. 45

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES GEBIETES ZWISCHEN DEM OBEREN PARMA- UND DEM OBEREN ENZA-TAL IM NORD-APENNIN

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

vorgelegt von

Jörg Loeschke

aus Köln

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter

II. Referent: Prof. Dr. K. R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 24. Februar 1965

Tag der Promotion: 18. Mai 1965

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Volkswagenwerk

Inhaltsverzeichnis

		Seite
1.0	Vorwort	7
2.0	Einleitung	9
2.1	Frühere Arbeiten und Problemstellung	9
2.2	Lage des Kartierungsgebietes, topographische Kartenunterlagen und allgemeine Angaben	12
2.3	Oberflächengestalt und Hydrographie	13
3.0	Stratigraphie	15
3.1	Vorbemerkung	15
3.2	Die Mergel von Marra	16
3.3	Das Tertiär des Bratica-Tales	17
3.31	Kalk-Ton-Serie	18
3.32	Petrignacola-Sandstein I	21
3.33	Kalke von Groppo del Vescovo	23
3.34	Ponte Bratica-Sandstein und andere eng mit ihm verknüpfte Gesteinsserien (Kalk-Ton-Einschaltung und Petrignacola-Sandstein II)	26
3.35	Ponte Vestana-Serie	30
3.36	Petrignacola-Sandstein III	32
3.37	Schiefer von Grammatica	34
3.38	Kalksandsteine und Kalke von Groppo Sovrano	36
3.4	Der Ostia-Sandstein und seine faziellen Vertreter	38
3.41	Ostia-Sandstein	39
3.42	Fazielle Vertreter des Ostia-Sandsteins	41
3.5	Der Caio-Alberese und seine Liegend- und Hangend-Anteile	43
3.51	Caio-Alberese	43
3.52	Polygene Brekzien	50
3.53	Serpentinit	52
3.54	Mergel und Sandsteine von Tizzano	53
3.6	Der Cassio-Alberese und seine Liegend-Anteile	55
3.61	Chiastre-Serie	56

Seite

3.62 Cassio-Alberese 58
3.7 Die Molasse-Sedimente 60
3.71 Monte Piano-Mergel 61
3.72 Konglomeratische Sandsteine von Ranzano 61
3.73 Mergel und Sandsteine vom Monte Guido 65
3.74 Mergel von Moragnano 67
3.75 Monte Fuso-Sandstein 67
3.76 Paläontologische Stratigraphie der Molasse 69

4.0 Tektonik 77
4.1 Vorbemerkung 77
4.2 Die tektonische Stellung der Serien zueinander 78
4.21 Autochthon (Die Mergel von Marra) 78
4.22 Allochthon I (Das Tertiär des Bratica-Tales) 79
4.23 Allochthon II (Der Ostia-Sandstein und seine faziellen Vertreter) 86
4.24 Allochthon III (Der Caio-Alberese und seine Liegend- und Hangend-Anteile) 87
4.25 Allochthon IV (Der Cassio-Alberese und seine Liegend-Anteile) 91
4.26 "Allochthon" V (Die Molasse-Sedimente) 91
4.3 Das Alter der Bewegungen 94
4.4 Anmerkung zu den Profilen 95

5.0 Die großgeologische Stellung der Serien im Vergleich mit anschließenden Gebieten 99

6.0 Vergleichende Betrachtungen zwischen Flysch- und Molasse-Sedimenten des Aufnahmegebietes 103

7.0 Quartär 109
7.1 Hangschuttbrekzien 109
7.2 Ältere Flußschotter 109
7.3 Bergschlipfe 109

8.0 Zusammenfassung 111
8.1 Riassunto 113

9.0 Literaturverzeichnis 117

Anlagen: 1 geologische Karte

1 Profiltafel

1 tektonische Übersichtskarte

1 stratigraphische Tabelle

1 geologische Detail-Karte aus der Umgebung von Lagrimone und 1 dazugehörige Profiltafel für die in Kapitel 3. 76 angegebenen Mikrofaunen

1.0 Vorwort

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit und ihre stete Förderung verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Max Richter. Im Rahmen seiner Untersuchungen in den Mediterran-Gebieten, die sich vor allem den großgeologischen Zusammenhängen der einzelnen Gebirgssysteme widmen, wurden seit 1957 mehrere Doktorarbeiten vergeben. In erster Linie sollte dabei durch genaue Geländeaufnahmen an besonders interessanten Punkten ein Beitrag zur Klärung der oft schwierigen, tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse innerhalb des Nord-Apennins geliefert werden. In den letzten Jahren haben sich nun durch die zahlreichen Untersuchungen von seiten des hiesigen geologischen Institutes, in deren langer Kette auch diese Arbeit steht, einige wichtige Leitlinien für den geologischen Aufbau des Nord-Apennins herausgestellt. Die großräumigen und dadurch vereinfachenden Vorstellungen früherer Bearbeiter konnten teilweise widerlegt werden. Die angetroffenen Verhältnisse sind weitaus komplizierter als man das zuerst annahm. Da sich in diesen Flysch-Gebieten fast generell nur schlecht erhaltene, spärliche und zum größten Teil umgelagerte Mikrofaunen finden lassen, Makrofaunen so gut wie nicht vorhanden sind, da die Monotonie der einzelnen Serien, die zu Verwechslungen immer wieder Anlaß gibt, petrographische und sedimentologische Unterschiede oft schwer erkennen lassen und da die tektonischen Bewegungen recht heftig gewesen sind, so daß man auch in kleineren Arealen mit vier und mehr grundsätzlich verschiedenen, tektonischen Einheiten rechnen muß, ist die geologische Arbeit sehr erschwert. Um überhaupt zu Vorstellungen zu gelangen, die in etwa einen Überblick für einen Teil des Nord-Apennins liefern können, mußten primär eindeutige Altersangaben aufgrund der vorhandenen Faunen gegeben und danach tektonische Leitlinien durch Vergleiche mit benachbarten Gebieten herausgearbeitet werden. Allein diese Aufgaben sind schon so umfangreich, daß man damit sozusagen am Anfang der Erforschung des Gebirges vollauf ausgelastet ist. Spezielle sedimentpetrographische, paläontologisch-stratigraphische, mikrofazielle, kleintektonische oder sonstige Untersuchungen, die durchaus reizvoll und erfolgversprechend wären, können erst an zweiter Stelle vorgenommen werden, da zuerst eine große, einigermaßen klare Übersicht erarbeitet werden sollte, die bis jetzt zwar von vielen Seiten gegeben wurde, sich aber bei genaueren Untersuchungen immer wieder als unzulänglich erwies.

So stellt diese Arbeit einen Beitrag zu diesen Problemen dar, der vor allem in der Beschreibung wichtiger Einzeltatsachen und dem Versuch, sie eventuell etwas größeren Zusammenhängen zuordnen zu können, seinen Sinn sieht.

An dieser Stelle möchte ich den Herren Dr. K. J. Reutter (Berlin), Dr. C. W. Sames (Hannover) und Dr. G. Zanzucchi (Parma), die mich bei der Geländearbeit und der Ausarbeitung der gewonnenen

Erkenntnisse im Institut unterstützten, herzlich danken. Auch sei Herrn Prof. Dr. H. Hagn (München) und Herrn Dr. A. von Hillebrandt (Berlin) ganz besonders gedankt. Durch ihre Bestimmung mehrerer Dünnschliffe und Schlämmproben gaben sie mir wichtige, mikropaläontologische Hinweise, die für die Stratigraphie und Tektonik sehr wesentlich waren. Ich danke auch Herrn Dr. W. Büsch (Berlin) für die Beratung in petrographischen Fragen. Nicht zuletzt sei auch den vielen Italienern, die mich sehr gastfreundlich aufgenommen haben, auf das herzlichste gedankt. Der Aufenthalt in Italien erscheint mir dadurch in der Erinnerung als ein herrliches Erlebnis. Der Stiftung Volkswagenwerk verdanke ich durch ein Promotions-Stipendium die Möglichkeit, die Arbeit in dem vorliegenden Rahmen wiedergeben zu können.

2.0 Einleitung

Seit langer Zeit waren die Gebiete des Nord-Apennins, in denen sich Toskaniden und Liguriden (G. STEINMANN 1907) miteinander berührten, wo man also den Deckenbau ganz besonders gut nachweisen zu können glaubte, für die geologische Forschung von erhöhtem Interesse. So galten z. B. die Macigno-Vorkommen bei Bobbio und im Aveto-Tal, oder die des M. (Monte) Zuccone, sowie die nördlich des Apennin-Hauptkammes gelegenen Gebiete zwischen dem M. Orsaro und dem M. Cimone als gut geeignet, um zu irgendwelchen neuen, für die Struktur des Nord-Apennins bedeutenden Ergebnissen zu gelangen. Da man bei der Bearbeitung geologischer Probleme nach Möglichkeit die Gebiete suchen muß, die sich aufgrund ihrer Lage, ihrer Aufschlußverhältnisse und ihrer Vielfältigkeit als Nahtstellen zwischen zwei oder mehreren Problemkreisen anbieten, schien es im Laufe der fortschreitenden Untersuchungen geraten zu sein, die Nordabdachung der Apennin-Wasserscheide im Raume von Corniglio (Provinz Parma) genauer geologisch aufzunehmen. Denn dort hat man erstens den Vorteil, in einem Gebiet zu arbeiten, das noch nicht allzusehr bekannt ist. Zweitens liegt es im Grenzbereich zwischen drei regional-geologisch verschiedenen Einheiten. Drittens ist es zum größten Teil gut aufgeschlossen. Viertens treten Serien auf, die sich sonst im Nord-Apennin über größere Entfernungen hin nirgends finden, und fünftens kann man Vergleiche zwischen Sedimenten des Flysches und der Molasse, d. h. zweier auch für den orogenetischen Zyklus wichtiger Ablagerungsräume gewinnen. Da nur selten so viele günstige Konstellationen zusammentreffen, war das Gebiet zwischen Parma-, Bratica-, Cedra- und Enza-Tal für eine neue Untersuchung prädestiniert.

2.1 Frühere Arbeiten und Problemstellung

Nachdem die Ansichten von B. LOTTI, C. DE STEFANI und D. ZACCAGNA, die ein durchgehendes Eozän-Profil in diesem Raum vermuteten, durch F. SACCO in Frage gestellt und dadurch zum ersten Mal die Argille scagliose mit den dazugehörigen Ophiolithen als kretazisch angesehen worden waren, entwarf G. STEINMANN (1907) die Idee eines großartigen Deckenbaus, die er aus der an vielen Stellen zu beobachtenden, allochthonen Überlagerung der mesozoischen Ophiolith-Formation über dem tertiären Macigno ableitete. Von ihm wurde ein ligurischer, im W gelegener Sedimentationstrog angenommen, dessen Sedimente die Serien eines weiter im E gelegenen, toskanischen Troges in Form einer weitreichenden Decke überschoben hätten. Das Herkunftsgebiet der ligurischen Decke wurde in die Tyrrhenis verlegt und die ophiolithischen Eruptiva als "linsenförmige Einschaltung" betrachtet, "die durch den Überschiebungsvorgang vielfach aus ihrem ursprünglichen Verbande mit den umgebenden Sedimenten gelöst

wurden". Später bauten dann R. B. BEHRMANN (1936), O. LUDWIG (1929), J. SCHNEIDER (1935) und R. TEICHMÜLLER (1935) diese Gedankengänge weiter aus. Angaben über den Deckenbau der Apuaner Alpen gehen auf N. TILMANN (1926) zurück, der dort "untere" und "obere" Toskaniden voneinander trennte und den oberen Toskaniden beträchtliche Überschiebungsweiten zusprach. P. DE WIJKERSLOOTH (1934) machte für die Bewegungsvorgänge im Nord-Apennin vor allem die Schwerkraft verantwortlich. Er hielt ein gravitatives Gleiten von Sedimenten in großem Stil für möglich und glaubte darin den Mechanismus der Deckenschübe sehen zu können. Auch war für ihn der Apennin im Gegensatz zu den Alpen das Ergebnis einer Zerrung. Diese Ansichten blieben nicht unwidersprochen. So hielten L. KOBER und R. STAUB den Nord-Apennin für ein Gebirge alpinen Typs. Auch brachte R. STAUB, ähnlich wie G. ROVERETO, den Gedanken einer nach W gerichteten Bewegung mit ins Spiel, indem er "die Heimat der Liguriden nicht im Westen, d. h. in der penninischen Zone, sondern im Osten des Toskanidenraumes, zwischen umbrischem Bogen und Toskaniden" suchte und "demgemäß die liguride Überschiebung der Toskaniden primär vom padanisch-adriatischen Raum gegen die nördliche, tyrrhenische Küste" erfolgen ließ.

M. ANELLI, G. MERLA, C. MIGLIORINI und R. SIGNORINI bemühten sich in neuerer Zeit um die Klärung der komplizierten Verhältnisse im Nord-Apennin. Sie nahmen ein System von sieben länglichen Aufwölbungen an, die alle durch Aufschiebungen in zusammengesetzte Keile ("cunei composti") zerlegt waren. Für diese einzelnen Gebirgsrunzeln ("rughe") wurde eine von W nach E fortschreitende Hebung nachgewiesen und daraus die Weiterleitung der auf ihnen lagernden, allochthonen Sedimentmassen gefolgert. Der in östlicher Richtung sich mehr und mehr auflösende Zusammenhalt dieser Sedimente konnte dadurch leicht verständlich gemacht werden. In letzter Zeit werden neben der Theorie der "cunei composti" vor allem zwei Anschauungen vertreten. Auf der einen Seite nimmt die Pisaner Schule mit P. ELTER, E. GIANNINI, M. TONGIORGI und L. TREVISAN (1961) einen hochkomplizierten und weitreichenden Deckenbau an. Es werden fünf Schichtkomplexe unterschieden, die sich durch die jeweils andersartige Stratigraphie trennen lassen. Sie liegen tektonisch übereinander, sind alle bis auf das unterste, autochthone Element allochthon, erreichen einzeln die Größenordnung einer Decke und sind von SW nach NE bewegt worden. Von unten nach oben werden genannt:

Die autochthonen Toskaniden I (metamorphes Westfal D - oligozäner Pseudomacigno), die Toskaniden II (nicht metamorphes Nor/Rät - oligozäner Macigno), die "falda dell'Alberese" (Kalk-Ton-Serie, Tertiär- und Ober-Kreide-Alberese), die "falda ofiolitifera" (M. Gottero-Sandstein und Argille scagliose) und die "falda del Flysch ad Elmintoidi" (M. Antola- und M. Cassio-Alberese).

Auf der anderen Seite stehen Autoren, die sich mehr für eine Parautochthonie mit begrenzten Überschiebungsweiten aussprechen. So tritt L. U. DE SITTER (1956) eher für einen Diapirismus der Argille scagliose aufgrund einer lateralen Kompression ein und stellt die sehr komplizierte Konstruktion der "composite wedges" C. I. MIGLIORINIs (1952) in

Frage. M. RICHTER (1960) bezweifelt die Einheitlichkeit einer ligurischen Decke und versucht ebenfalls mit der Diapirfaltung der Argille scagliose die Überschiebungen zu erklären. Die Gründe dafür werden in dem mechanischen Mißverhältnis zwischen Mächtigkeit und Ausdehnung der Decke und dem Fehlen ihres Herkunftsgebietes gesehen. Die Gesteine des Nord-Apennins werden einem eigenständigen, ligurischen Trog zugeordnet, der zwischen Hochpenninikum und Südalpin gelegen ist. Innerhalb dieses Troges werden Überschiebungen von 20 km und mehr nicht ausgeschlossen, die "Diapirüberschiebungen" der Argille scagliose als primär und die damit verbundenen Bewegungen des Alberese als sekundär betrachtet.

K. J. REUTTER und C. W. SAMES stellten 1960 eine stratigraphische Abfolge des Flysches im ligurischen Apennin auf. Ihren neuesten Untersuchungen zufolge werden die Serien des Nord-Apennins in einen toskanischen, ligurischen und emilianischen Faziesraum aufgegliedert. Die emilianische Fazies, die als Begrenzung zur Po-Ebene hin den beiden anderen nordöstlich vorgelagert ist, wird vor allem durch den Ostia-Sandstein und den M. Cassio- bzw. M. Sporno-Alberese charakterisiert. Im NW stoßen die ligurische und emilianische Fazies direkt aneinander, während sich im SE die toskanische Fazies dazwischenschaltet. Ein großartiger Deckenbau mit Überschiebungsweiten von der Tyrrhenis bis zur Po-Ebene wird dadurch weniger wahrscheinlich.

Speziell mit dem Aufnahmegebiet haben sich folgende Autoren befaßt:

M. ANELLI (1908) hat in seiner Arbeit "L'Eocene nella vallata del Parma" detaillierte Angaben über die Abfolgen im oberen Parma-Tal veröffentlicht. F. SACCO kartierte 1891-92 das Blatt "Castelnovo ne'monti" der "carta geologica d'Italia" (1:100 000). 1931 überarbeitete er es gemeinsam mit M. ANELLI und teilte die vorhandenen Gesteinsserien in sechs Gruppen auf. In R. TEICHMÜLLERs Arbeit "Der Deckenbau des Nord-Apennins zwischen Modena und Massa-Carrara" (1935) ist eine tektonische Übersichtskarte im Maßstab 1:400 000 enthalten, die randlich das Arbeitsgebiet berührt. R. B. BEHRMANN (1936) widmete sich mit Profilen und einer kleinen Karte eingehend dem Problem des "Fensters im Parma-Tal". G. MERLA verfaßte 1957 eine geologische Karte des Nord-Apennins (1:1000 000). 1961 erschien eine Publikation der AGIP MINERARIA mit einer geologischen Karte (1:100 000) und kleineren Beiträgen von R. GHELARDONI und R. THIEME (zwei Detailkarten 1:25 000), die sich mit dem bearbeiteten Gebiet näher auseinandersetzten. Die letzten Veröffentlichungen aus diesem Raum stammen von G. ZANZUCCHI. Sie erschienen Ende 1963 nach Abschluß der eigenen Geländeaufnahmen, behandeln unter anderem den westlichen Teil des untersuchten Gebietes und sind aufgrund genauer Ausführungen und einer geologischen Karte (1:50 000) von besonderem Interesse. Auf all diese Stellungnahmen wird im Text an den entsprechenden Punkten eingegangen werden.

Dieser kurze Abriß über den Wandel der geologischen Vorstellungswelt beinhaltet eine Fülle von Fakten und Gedankengängen, zu deren Ordnung und möglichen Klärung die Kartierung beitragen sollte. Vor allem sollten die im oberen Parma-, Bratica-, Cedra- und Enza-Tal anstehenden Serien mit Hilfe der gegebenen Methoden und Möglichkeiten stratigra-

phisch richtig eingestuft und daraus ihre tektonische Stellung zu der weiteren Umgebung abgeleitet werden. Daneben sollte eine möglichst genaue Charakterisierung der einzelnen Schichtglieder vorgenommen werden, um Verwechslungen mit ähnlichen Bildungen vorzubeugen.

2.2 Lage des Kartierungsgebietes, topographische Kartenunterlagen und allgemeine Angaben

Zwischen T. (Torrente) Parma im NW und T. Enza im SE gelegen umfaßt das bearbeitete Gebiet ca. 130 km^2. Seine W-Grenze bilden das Parma- und Bratica-Tal, im S endet es an einer gedachten Linie zwischen Monchio und dem M. Fageto, um im N durch die Orte Carobbio, Tizzano und Vezzano begrenzt zu werden. Im E werden gerade noch der M. Fuso und das Enza-Tal erreicht. Diese Grenzziehung erfolgte so, daß einmal die gesamte Unterlage des Caio-Alberese und die ihm

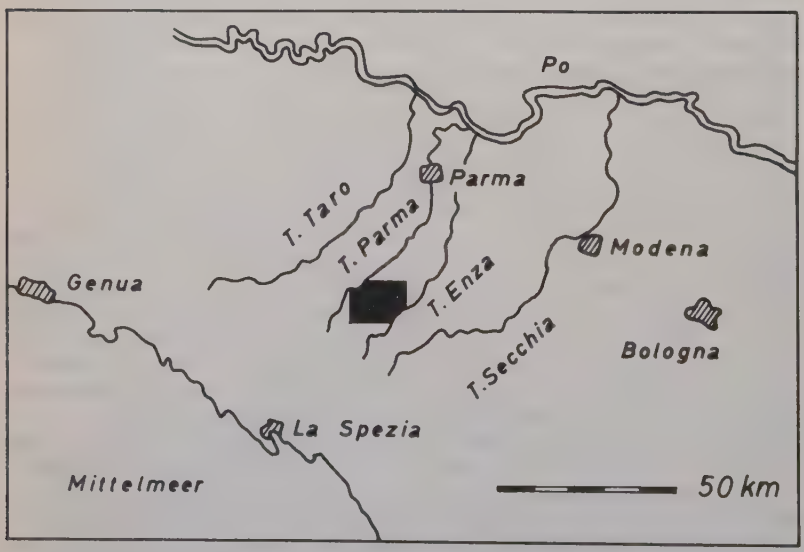


Abb. 1 Geographische Lage des Kartierungsgebietes

auflagernden Serien untersucht werden konnten und zum anderen ein genügend breiter Streifen ringsum den Caio-Alberese vorhanden war, um auch die Problematik der benachbarten Gesteinsgruppen mit erfassen zu können. Dadurch war es möglich geworden, eine teilweise neue Stratigraphie aufzustellen und das tektonische Geschehen in diesem Raum durch die Gegenüberstellung der Mergel von Marra und der Molasse-

Sedimente näher zu klären.

Die Kartierung wurde in den Sommern 1961-63 im Maßstab 1:12 500 durchgeführt und gründete sich auf die topographischen Karten des "istituto geografico militare". Photographische Vergrößerungen der Blätter "Corniglio", "Tizzano Val Parma", "Neviano degli Arduini", "Ranzano", Monchio delle Corti" und "Collagna" wurden als Unterlagen bei der Geländeaufnahme verwandt.

Insgesamt wurden 120 Schlämmproben und über 400 Dünnschliffe auf ihren mikropaläontologischen und petrographischen Aussagewert hin untersucht. Die vorkommenden Gesteinsserien wurden abgesehen von den quartären Ablagerungen und einigen speziellen Ausbildungen in 25 verschiedene Typen unterteilt.

2. 3 Oberflächengestalt und Hydrographie

Die morphologischen Formen des Arbeitsgebietes tragen teils alpinen Charakter, teils erinnern sie an eine echte Mittelgebirgslandschaft. Reliefenergie, Gesteinsbeschaffenheit, räumliche Anordnung der Schichten und Hanglage sind die für die Oberflächengestaltung maßgebenden Faktoren. Die Höhenunterschiede zwischen Berggipfel und Talboden sind oft auf kurze Strecken recht groß. So hat z. B. der Rio di Trevignano zwischen dem M. Caio (1580 m) und Sommo Groppo (670 m) auf einer ca. drei km langen Strecke ein Gefälle von durchschnittlich 30 %. In einer großartigen Schlucht schließt er dort den flach nach NE einfallenden Ober-Kreide-Alberese des M. Caio in einer Mächtigkeit von über 1500 m auf. Überhaupt ist die linke Seite des T. Cedra wegen ihrer der Sonne zugewandten Lage und des damit verbundenen spärlichen Pflanzenwuchses ein einzigartiger, geologischer Aufschluß, den man von dem gegenüberliegenden Hang, etwa von Vecciatica aus, sehr gut überblicken kann. Riesige Steilabfälle wie der des M. Castello charakterisieren das Bild. Die anderen beiden Talflanken des M. Caio, der das gesamte Gebiet morphologisch beherrscht, sind nach N bzw. W gelegen, dichter bewachsen und nicht so steil. Für den zentralen Teil des Gebietes kann man den Vergleich mit einer dreiseitigen Pyramide heranziehen, deren Spitze der M. Caio einnimmt. Die unteren Kanten sind durch das Verbindungsdreieck Carobbio-Pratopiano-Passo di Casarola gegeben. Die Seitenkanten entsprächen einmal dem NW-Kamm (M. Caio-M. Castione), dann dem SW-Kamm (M. Caio-Groppo Cardello-Passo di Casarola) und schließlich dem E-Kamm, der sich vom M. Caio bis nach Pratopiano verfolgen läßt. Die SE-Seite der "Pyramide" sieht recht alpin aus, die W-Seite trägt Züge, wie man sie in Mittelgebirgen finden kann, und die N-Seite gleicht stark einer in nördliche Richtung abgekippten Hochfläche, in der das Einfallen der Schichten in etwa mit der Hangneigung gleichzusetzen ist (vgl. Profil 2 und 3). Randlich wird diese "Pyramide" von drei Erhebungen gesäumt. Im NE liegt der klotzartige M. Fuso (1117 m) mit teils recht steilen Flanken und guten Aufschlüssen, im E der M. Guardia (919 m) mit einer sich nach S ausdehnenden, riesigen "badland"-Landschaft und im S der relativ dicht

bewaldete oder mit Wiesen bestandene M. Fageto (1281 m).

Ausgesprochene Einebnungsflächen, die sich auf eine zeitweise langsamer erfolgte Hebung des Gebirges zurückführen lassen, findet man in der weiteren Umgebung des M. Fuso und auf der rechten Seite des Bratica-Tales, wo sich in etwa 1200 m Höhe oberhalb des Groppo d'Agna und auf den Almwiesen von Brate und Lagacci weite Verebnungen ausbreiten.

Der größte Höhenunterschied, der sich zwischen dem M. Caio (1580 m) und dem Zusammenfluß von T. Bardea und T. Enza (389 m) ergibt, beträgt ca. 1200 m.

Obwohl die Bäche nach allen möglichen Himmelsrichtungen hin entwässern, werden die Wassermassen nur in zwei Flüssen gesammelt, dem T. Parma und dem T. Enza, die einander fast parallel nach NE verlaufen, nach ca. 80 km in den Po münden und somit zum Einzugsbereich der Adria gehören.

3.0 Stratigraphie

3.1 Vorbemerkung

Grundsätzlich lassen sich die vorkommenden Serien sowohl stratigraphisch als auch tektonisch in sechs verschiedene Gruppen gliedern. Altersmäßig umfassen sie einen Zeitraum, der von der höheren Unter-Kreide bis in das Miozän reicht. Es sind meist Sedimentgesteine, die in Flysch- oder Molasse-Fazies vorliegen. Daneben treten ultrabasische Eruptiva auf. Metamorphite sind nur als Konglomerat-Komponenten vorhanden. Die erste Gruppe, die nur in einem kleinen, tektonischen Fenster auftaucht, gehört wahrscheinlich dem toskanischen Ablagerungsraum an. Sie bildet die unterste Einheit, ist demgemäß als autochthon aufzufassen und gehört dem Oligozän an (Mergel von Marra). Darüber legt sich mit tektonischem Kontakt das Tertiär des Bratica-Tales (?Paläozän-Eozän). Die komplizierte Stratigraphie dieses Schichtstoßes hat sich inzwischen auch für umliegende Gebiete als richtig erwiesen. In diese Serie schaltet sich als dritte Gruppe ein olistholithartiges bzw. olisthostromatisches Vorkommen eines Kreideschichtpaketes ein (Ostia-Sandstein und dessen fazielle Vertreter, unter anderem buntschieferartige Sedimente). Als vierte Gruppe überlagert der Caio-Alberese (Ober-Kreide) mit seiner Basis und seinen bis in das Alttertiär reichenden Hangend-Anteilen tektonisch die vorhergenannten Serien. Dieser wird wiederum tektonisch vom Cassio-Alberese und seiner Basis (höhere Unter-Kreide bis Maastricht) stellenweise überdeckt. Auf beiden Alberese-Typen (Caio- und Cassio-Alberese) folgt sedimentär ein ober-eozänes bis miozänes Gesteinspaket, das von früheren Bearbeitern teils als neoautochthon, teils als allochthon bezeichnet wurde ("Tongriano" u. a.).

Diese etwas verwirrende Aufeinanderfolge verschiedener Einheiten ist in Profil 6 und 7 übersichtlich dargestellt, so daß man sie auf einen Blick überschauen kann.

Über die Zugehörigkeit der Gruppen zu den einzelnen, großtektonischen Einheiten und Faziesräumen (vgl. Kap. 5.0) sei folgendes gesagt: Da das Arbeitsgebiet einerseits östlich des eigentlichen ligurischen Troges, für den die Stratigraphie von K. J. REUTTER (1961) Gültigkeit besitzt, andererseits nördlich des toskanischen Sedimentationsraumes liegt, ist anzunehmen, daß dort irgendwelche Sedimente anderer Ausbildungsarten vorliegen. Legt man die Ansicht der Pisaner Schule (P. ELTER, 1960) zugrunde, so gehört die erste Gruppe den Toskaniden I an, die zweite bis vierte Gruppe der "falda dell'Alberese" und die fünfte Gruppe der "falda del Flysch ad Elmintoidi". Folgt man der vorläufigen Konzeption von K. J. REUTTER und C. W. SAMES (1964), so ist die erste Gruppe eventuell den Toskaniden zuzurechnen, die zweite bis vierte Gruppe umfassen Serien, die einer der eigentlichen ligurischen Fazies nahestehenden NE-Fazies angehören und die fünfte Gruppe liegt im emilianischen Faziesraum. Nach G. ZANZUCCHI (1963) ist die erste Gruppe autochthon. Die zweite und dritte Gruppe gehören dem "com-

plesso dell'Alberese", die vierte und fünfte Gruppe dem "complesso flysch ad Helmintoida, arenarie superiore, argille scagliose" an. Die Stellung der sechsten Gruppe ist allgemein sehr umstritten.

Aus diesen Angaben kann man ersehen, daß bis jetzt keine eindeutige Konzeption vorliegt, die sämtlichen beobachteten Dingen gerecht werden könnte. Die tektonischen Vorgänge, die bis an die Untergrenze des Pliozäns angedauert haben (G. ZANZUCCHI, 1963), und die ehemalige Verteilung von Trögen und Schwellen sind bei weitem noch nicht geklärt.

Die sich im folgenden anschließende Beschreibung der einzelnen Serien verläuft in der tektonischen und nicht in der stratigraphischen Reihenfolge, da sich die Situation auf diese Weise übersichtlicher darstellen läßt. Die Bezeichnungen einzelner Schichtglieder, die in die deutsche Literatur neu eingeführt werden, sind in Übereinstimmung mit G. GOLDBERG, H. MARKWICH, G. RICHTER und G. ZANZUCCHI gewählt worden. Sie beziehen sich auf eine Typlokalität und sind als lithostratigraphische Einheiten aufzufassen.

3.2 Die Mergel von Marra

Im T. Cedra erscheinen südöstlich von Monchio mächtige, graue bis graugelbe, harte Mergelbänke. Sie sind in der Literatur als "marne bianco grigiastre" (M. ANELLI 1908) und "marne di Marra" (G. ZANZUCCHI 1963) bekannt. F. SACCO (1931) stellte sie zu seinen "argille scagliose". Die Geologen der AGIP MINERARIA (1961) faßten sie mit den "calcari di M. Dosso" zusammen.

Dieses kleine Vorkommen, das ein Fenster innerhalb des Tertiärs der Kalk-Ton-Serie darstellt, gewinnt insofern an Bedeutung, als es die tiefste tektonische und zweitjüngste stratigraphische Einheit aller Serien ist. Normalerweise liegen an anderen Stellen, z. B. südlich Passo della Cisa, unter den Mergeln von Marra die Sandsteine von Pracchiola (G. GOLDBERG 1964), ein in der Literatur auch als "macigno B" erwähntes Schichtpaket. Da bis jetzt unter den Sandsteinen von Pracchiola noch keine weiteren Horizonte bekannt geworden sind, muß man die Mergel von Marra für autochthon und für den eigentlichen Untergrund aller im Arbeitsgebiet vorhandenen Gesteine halten. Sie gehören wahrscheinlich dem toskanischen Faziesraum an.

In einem Bachbett, das von Monchio kommend unterhalb der Hauptstraße den T. Cedra erreicht, beträgt die in einer Schlucht aufgeschlossene Mächtigkeit ca. 100 m. Die Mergel sind ausgesprochen hart, schlecht geschichtet, tektonisch durchbewegt und von zahlreichen Klüften in verschiedenen Richtungen durchzogen. Fossilfunde, die von dieser Lokalität erstmalig erbracht werden konnten, lassen auf ein ober-eozänes bis unter-oligozänes Alter schließen. Im Schliffbild erscheinen dichte Mergel mit winzigen Quarzsplittern, die schöne, große,kugelige Globigerinen vom Ober-Eozän- bis Unter-Oligozän-Typ zeigen. Daneben kommen Anomalinoides calymene (GÜMBEL), Cibicides cf. ammophilus (GÜMBEL) und Osangularie cf. pteromphalia

(GÜMBEL) vor. Die letzten beiden Formen sind in der italienischen Literatur unter den Namen Cibicides cushmani NUTTAL bzw. Parella mexicana (COLE) bekannt. Da aber diese Formen von C.W. GÜMBEL zuerst beschrieben wurden, muß gemäß den Normenklaturregeln der ältere Name angewandt werden (vgl. H. HAGN 1956, S. 189). Die Schlämmproben lieferten stabförmige Sandschaler, Cyclammina acutidorsata HANTKEN, Haplophragmoides sp., Globigerina sp., Cibicides sp., Gyroidina sp. und Pleurostomella sp.. Die Fauna ist an Exemplaren relativ reich, der Erhaltungszustand aber denkbar schlecht.

F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963) stufen aufgrund einer reichhaltigen Fauna vom M. Beccara die Mergel von Marra in das Oligozän ein. Diese Foraminiferenvergesellschaftung enthält, vorwiegend Sandschaler und pelagische Formen, benthonische Kalkschaler treten zurück. Danach dürfte auch für das Vorkommen von Monchio ein oligozänes Alter gelten können.

3.3 Das Tertiär des Bratica-Tales

Schon früher wurde öfters der Versuch gemacht, diese Serien zu gliedern, die sich in weiter Verbreitung im oberen Parma-, Bratica- und Cedra-Tal finden und die die erste allochthone Bedeckung der Mergel von Marra darstellen. Vor allem brachte M. ANELLI (1908) in seiner Publikation "L'Eocene nella vallata del Parma" wichtige Ergebnisse, die teilweise mit denjenigen dieser Arbeit übereinstimmen, in anderen Punkten erheblich davon abweichen. So trifft z.B. nicht zu, daß es sich bei diesen Gesteinen um eine normale, etwas weiter nördlich gelegene Bedeckung des Hauptkamm-Macignos handelt. Auch müssen M. ANELLs "calcescisti a fucoidi" und "scisti ofiolitiferi e grugni e conglomerati ofiolitici", die dem Caio-Alberese und seiner Basis entsprechen, nicht in das Eozän, sondern aufgrund von Globotruncanenfunden in die Kreide gestellt und somit als allochthon betrachtet werden. Spätere Autoren wie F. SACCO (1931), R.B. BEHRMANN (1936) und R. GHELARDONI (1961) weichen in wichtigen Punkten von der hier wiedergegebenen Auffassung ab. Dagegen kann den Ergebnissen von F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963) weitgehend zugestimmt werden.

Ein Blick auf die stratigraphische Tabelle (vgl. Anhang) zeigt, daß im wesentlichen eine Wechsellagerung von Mergeln, Kalken, dünngeschichteten und öfters konglomeratischen Sandsteinen vorliegt, die sich lateral vertreten oder auch linsenförmig ineinandergeschachtelt sein können. Das Hauptproblem der Stratigraphie dieses Schichtstoßes liegt darin, daß in verschieden hohen Niveaus gleich ausgebildete Sedimente vorkommen, die sich wegen Umlagerungsvorgängen oder einer spärlichen Fauna ohne stratigraphischen Wert nicht trennen lassen, wohl aber durch eindeutig definierbare und horizontbeständige Zwischenglieder von den darunterliegenden, analogen Bildungen unterschieden werden können. Als Beispiele hierfür können die Kalk-Ton-Serie und der Petrignacola-Sandstein herangezogen werden, die beide in einem unteren, mittleren und oberen Horizont des Bratica-Tertiärs auftreten. Rein

tektonische Gründe für diese Aufeinanderfolge tragen wohl zur Klärung dieses Problems nicht bei, eher sind Gleitungsvorgänge nach dem Vorbild des Ostia-Sandsteins oder die Wiederholung derselben Sedimentarten zu verschiedenen Zeiten dafür verantwortlich zu machen. Eindeutig lassen sich diese Fragen nur in wenigen Fällen klären, da die Kontakte fast sämtlich tektonisch überprägt erscheinen (vgl. Kap. 4.22).

3.31 Kalk-Ton-Serie

Bei Monchio und Torre Castiglione in typischer Art ausgebildet findet man sie auch sonst im Kartierungsgebiet an vielen Stellen. Sie bildet ein wesentliches Element des Tertiärs im Bratica-Tal, ist dessen stratigraphisch tiefster Teil und wegen der schiefrig-mergeligen Ausbildung für den Nord-Apennin überhaupt charakteristisch.

Der Kontakt zu den darunterliegenden Mergeln von Marra muß wegen erheblicher, mikropaläontologischer Unterschiede tektonischer Natur sein. Er wird auch als solcher in der Literatur beschrieben (G. GOLDBERG 1964). Im Hangenden leitet die Kalk-Ton-Serie eventuell sedimentär zu dem Ponte Bratica-Sandstein über. Wegen ihrer Ähnlichkeit mit den kretazischen Argille scagliose wurde sie oft, so von F. SACCO (1931) und den Geologen der AGIP MINERARIA (1961) mit ihnen verwechselt.

Bei R. B. BEHRMANN (1936) dürfte sie wohl der "Tongruppe" entsprechen, wobei aber zu bemerken ist, daß sie nicht über den mit "Macigno" bezeichneten Sandsteinen, sondern unter diesen liegt, wie sie M. ANELLI als "scisti neri fogliettati" schon 1908 beschrieben hat. G. ZANZUCCHI (1963) wählte nach einer Ortschaft im oberen Parma-Tal für die Kalk-Ton-Serie den Namen "Formazione di Canetolo". Diese Bezeichnung wurde im Oktober 1962 auf einer gemeinsamen Exkursion geschaffen, da Canetolo gut zu erreichen ist und in seiner Umgebung schöne Aufschlüsse in der Kalk-Ton-Serie liegen. Inzwischen hat sich aber durch Vergleiche mit umliegenden Gebieten ergeben, daß die "Formazione di Canetolo" der "Kalk-Ton-Serie" von O. LUDWIG (1929) und K. J. REUTTER (1960) gleichgestellt werden kann. Gesteinsausbildung, tektonische Position und Fauna liefern ein ähnliches Bild wie im oberen Parma-Tal, so daß von diesem neuen Namen der Einfachheit halber Abstand genommen werden muß.

Das Hauptcharakteristikum dieser Serie ist die Heterogenität. Nur in Bachbetten und frischen Straßenanrissen aufgeschlossen zeigt sie immer wieder andere Bilder. Schwarze, tektonisch durchbewegte und dadurch allseitig mit Harnischflächen versehene, blättrige Mergel wechsellagern mit hellen Boudinage-Kalken, die über ein m mächtig und drei bis vier m lang werden können. Diese Kalke enthalten oft zahlreiche Mikrofossilien. In wirre Falten gelegte, etwa 30 cm dicke, durchgehende, graue Mergelkalke, die gelblich und kantig verwittern, sind in splittrige, gelbe, graue, manchmal auch braune oder rote Mergel eingebettet. Boudinierte, harte Kalksandsteine, Fetzen von Fossil-

schuttbrekzien, mächtige, völlig verruschelte Mergelpakete, die mit kleineren, bräunlichen, zerquetschten Kalken rosinenartig gespickt sind, vervollständigen neben fossilführenden, mit einer dicken, grusartigen, braunen Verwitterungsrinde versehenen Kalksandsteinen das Bild. Diese sandigen Komponenten weisen oft ein "graded bedding" auf und tragen auf den Schichtunterflächen neben kleinen Pyritkügelchen, die aus winzigen Würfeln aufgebaut sind, auch Strukturen, die als Freßbauten von Würmern zu deuten sind. An großen Aufschlüssen hat man den Eindruck eines kompletten Chaos. Alles scheint richtungslos zerknetet und wirr durcheinander bewegt worden zu sein. Die tektonischen Kräfte hatten hier aufgrund der Wechsellagerung kompetenter und inkompetenter Bänke ein leichtes Spiel. Durch das Fehlen jeglichen ophiolithischen Materials und der charakteristischen Palombino-Kalke einerseits und durch das Vorhandensein von Fossilschuttbrekzien andererseits, die eindeutig ein tertiäres Alter aufweisen, ist dieses Schichtglied klar von den Argille scagliose getrennt. Letztere sind typisch für die Eugeosynklinal-Fazies des ligurischen Apennins und gehören dem Zeitraum Ober-Tithon - Unter-Kreide an. Morphologisch erkennt man die Kalk-Ton-Serie an den runden, weichen Formen und der Neigung, "frane", d. h. sich ständig bergab bewegende, schlammige Schuttmassen zu bilden, die jede Straße versetzen und ganze Ortschaften langsam zerstören können. Die aufgeschlossene Mächtigkeit, die sich der starken Faltung wegen nur grob schätzen läßt, dürfte etwa 200 m betragen.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Es lassen sich vier lithologische Grundtypen unterscheiden, die durch verschiedene Fauna, Mineralführung, Gesteinsreste, Bindemittel, Korngröße, Sortierung und Klassierung voneinander abweichen. +

a) Fast reine Kalkarenite
   Fauna: Globotruncana lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU), Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT), Globotruncana cf. contusa (CUSHMAN), Heterohelix sp., Globorotalia sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp., Globigerina sp., Discocyclina sp., Alveolina sp., Nummulites sp., Discorbidae, Miliolidae, Textulariidae, andere Kleinforaminiferen, Lithothamnium- und Echinodermenreste.
   Mineralbestand: Calcit, wenig Quarz, Pyrit (lagig angeordnet). Der Quarz hat den Calcit in den Fossilschalen und Kalkgeröllen teilweise metasomatisch verdrängt.
   Gesteinsreste: Kleine Kalkgerölle.
   Bindemittel: Detritisch, feinfilzig.
   Korngröße: Im Durchschnitt 0,1 - 0,4 mm, daneben bis 1,5 mm.
   Sortierung: Gut. Klassierung: Teilweise schlecht.

+ Die Nomenklatur der Sedimentgesteine richtet sich nach F. J. PETTIJOHN (1957). Die Sortierung bezieht sich auf den Kornbestand und die Klassierung auf die Korngrößenverteilung. Die Korngrößenangaben sind wegen des beschränkten Untersuchungsmaterials lediglich als Anhaltspunkte zu werten.

b) Heterogen zusammengesetzte Kalkarenite
Fauna: Außer den unter a) genannten Formen kommen noch Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN, Globotruncana cf. rugosa (MARIE), Orbitoides sp., Siderolites sp., Ventilabrella sp. vor.
Mineralbestand: Calcit, Quarz, Muskowit, zersetzter Plagioklas, zersetzter Biotit, Chlorit, Pyrit, Hämatit.
Gesteinsreste: ?Vulkanitreste, Kalke.
Bindemittel: Detritisch, feinfilzig, teils chemischer Zement.
Korngröße: 0,05 - 0,5 mm, daneben bis 1 mm.
Sortierung und Klassierung: Schlecht.

c) Fossilleere, lithische Grauwacken bzw. Subgrauwacken
Mineralbestand: Quarz, Calcit, Muskowit, Glaukonit, Biotit, Plagioklas, Chlorit, Granat, Zirkon.
Gesteinsreste: Kalke, Quarzite, ?Vulkanitreste.
Bindemittel: Teils detritisch, feinfilzig, teils chemischer Zement.
Korngröße: 0,02 - 1,3 mm.
Sortierung und Klassierung: Schlecht.

d) Dichte Kalke, teils mit Pyritlagen
Fauna: Globorotalia (Truncorotalia) sp., Globorotalia (Acarinina) sp., Globigerina sp., Heterohelix sp., Textulariidae, zahllose, dünnwandige Schalenreste.

Der Abrundungsgrad der Typen a) - c) ist generell schlecht. Schliff 338 fällt aus diesem Rahmen durch seinen guten Abrundungsgrad und seinen hohen Anteil an Gesteinsresten völlig heraus. Eventuell liegt hier ein Übergangsglied zum Petrignacola-Sandstein vor. Die Typen a) und b) stellen teilweise Fossilschuttbrekzien dar. Sie zeigen dann vor allem viele Bruchstücke von Großforaminiferen. Die Fossilschalen sind oft mit chloritischem Material gefüllt.

2. Schlämmproben

Da die tektonische Beanspruchung der mergeligen Partien innerhalb der Kalk-Ton-Serie eine Zerstörung ehemaliger Fossilreste vermuten ließ, wurden nur wenige Proben entnommen. Die gefundene Fauna erwies sich als sehr spärlich. Es konnten lediglich ganz primitive, stabförmige Sandschaler, die oft pyritisiert vorlagen, bestimmt werden.

Für eine Alterseinstufung kommen vor allem die Truncorotalien-Funde in Frage, die auf einen Zeitraum vom Paläozän bis zum unteren Mittel-Eozän schließen lassen, wobei das unterste Paläozän nicht vertreten ist. Die Kreide-Formen sind als umgelagert zu betrachten, was durch das vom Einbettungsmedium abweichende Füllmaterial der Foraminiferengehäuse, durch die vielen Schalenbruchstücke und durch die lagenweise Anordnung noch unterstrichen wird. Inwieweit alle tertiären Formen ebenfalls als umgelagert gelten können, ist schwer zu sagen. Eine Umlagerung ist aber auch hierfür wahrscheinlich. Denn gerade die tertiären Großforaminiferen zeigen neben ihrem stellenweise massenhaften Auftreten alle Kriterien, die für eine Sekundär-Fauna sprechen können. In diesem Zusammenhang ist es interessant, daß

K. J. REUTTER und E. SERPAGLI (1961) in der eozänen Scaglia aus dem Val Gordona eine Fülle von Ober-Kreide-Formen beschreiben, die sie sämtlich als umgelagert ansehen. Auf Unter-Turon folgt dort direkt das Eozän. Offenbar wurden im Eozän große Teile einer Ober-Kreide-Schichtfolge (?Obere Scaglia rossa) abgetragen. Die verfrachteten Faunen gelangten so nicht nur in toskanische, sondern auch in ligurische Sedimentationsgebiete und finden sich heute gemeinsam mit tertiären Formen auf sekundärer Lagerstätte. Auf diese Weise könnte das häufige Vorkommen von Globotruncanen in der Kalk-Ton-Serie erklärt werden. Gleichzeitige oder nachfolgende, eventuell weniger weit reichende Umlagerungsprozesse ergriffen dann ebenfalls die tertiären Thanatozönosen, so daß die heute vorliegende Fauna im Vergleich zum Zeitpunkt der Ablagerung des Sedimentes als zu alt erscheint.

F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963, S. 185) berichten zu diesem Problem: "L'età della formazione, sulla base degli orizonti d (calcari del Groppo del Vescovo) e dei livelli marnosi intercalati (campione 6515), potrebbe considerarsi eocenica; è da escludersi il Paleocene e l'Eocene inferiore per la presenza di..." und nun folgt eine Faunengemeinschaft, die ganz typisch für das mittlere bis höhere Eozän ist, so daß die Umlagerungsvorgänge, die aus den Dünnschliffen mit einiger Sicherheit abgelesen werden können, noch wahrscheinlicher werden.

3.32 Petrignacola-Sandstein I

Ein Gesteinstyp, der von dem bisher erwähnten Rahmen erheblich abweicht, ist ein in die Kalk-Ton-Serie linsenartig eingeschalteter, weicher, grüner Sandstein, der Petrignacola-Sandstein I. Die Numerierung dieses Sandsteins ist deshalb notwendig, weil sehr ähnliche Vorkommen noch in höheren Schichtgliedern (Ponte Bratica-Sandstein bzw. Ponte Vestana-Serie) entweder in Wechsellagerung oder als mehr oder weniger selbständiges Sedimentpaket auftreten und weil die Trennung in drei Gruppen zu einer übersichtlicheren Darstellung der geologischen Verhältnisse beiträgt. In der Umgebung von Zibana trifft man den Petrignacola-Sandstein I innerhalb des weiten Feldes der Kalk-Ton-Serie. Auch müssen die Aufschlüsse östlich von Palanzano hierzu gerechnet werden, wo er gemeinsam mit roten, grünen, violetten, teils etwas sandigen Mergeln vorliegt. Diese Areale des Petrignacola-Sandsteins I und der Kalk-Ton-Serie in der Nähe des Friedhofs von Palanzano waren lange Zeit nicht eindeutig zu klären, da sich dort auch rot gefärbte, buntschieferartige Sedimente der mittleren Kreide olisthostromatisch in das Bratica-Tertiär einschalten und zuerst nur spärliche Kreide-Faunen gefunden wurden, bis schließlich ein tertiäres Alter in einem fossilreichen Kalkarenit inmitten roter Schiefer an der genannten Lokalität nachgewiesen werden konnte. Außer diesem Kalkarenit mit Globigerina sp., Globorotalia (Globorotalia) sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp. und Lithothamniumresten (Schliff 754 a, e) wurden noch grüne, feingeschichtete Kalke gefunden, die mit Quarzdetritus-

lagen, kleinwüchsigen Globigerinen und Heteroheliciden den Kalken aus dem Ostia-Sandstein bzw. dessen faziellen Vertretern ganz besonders ähnlich sehen (Schliff 754 b, c, d). Durch diese Fossilfunde wurde klargestellt, daß sich bei Palanzano rot gefärbte, schiefrige Sedimente der Kreide mit rot gefärbten, schiefrigen Sedimenten des Tertiärs verzahnen und daß der dort anstehende Petrignacola-Sandstein in die Kalk-Ton-Serie gehört.

Ein besonderes Kennzeichen des Petrignacola-Sandsteins I ist seine Konglomeratführung, die auch noch in den beiden höher liegenden Horizonten auftaucht und zum Teil recht interessante Komponenten birgt. Die Größe seiner Vorkommen beginnt bei ca. 0,5 m hohen und ein bis zwei m langen Linsen und erreicht in Extremfällen Flächen von etwa 1/3 km^2. Die Mächtigkeit dieser Linsen dürfte dementsprechend außerordentlich schwanken (0,5 - ca. 30 m).

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

a) Petrignacola-Sandstein I
Fauna: Globigerina sp., Nummulites sp., Discocyclina sp., ?Siderolites sp., Lithothamnium- und Bryozoenreste.
Mineralbestand: Plagioklas (teils zonar gebaut, meist stark zersetzt), Quarz (tektonisch deformiert, undulös auslöschend), Calcit, Chlorit (oft als Pennin ausgebildet), Muskowit, Biotit, Serpentin, Hornblende, Apatit, Zirkon, Granat, Erz. Manche Körner bestehen nur aus feinfilzigem Material (zu Calcit und Tonmineralen zersetzte Feldspäte) und aus feinfaserigem Chlorit (?ehemalige Hornblenden).
Gesteinsreste: Schieferbruchstücke, Kalke mit Lithothamniumresten und Discorbidae, fossilleere Kalke, Serpentinit, Andesit, Spilit, Serizitquarzit.
Bindemittel: Detritisch, feinfilzig, bräunlich gefärbt, teils nur Andesitschutt.
Abrundungsgrad: Bei den Quarzen und den Gesteinsresten oft gut, bei den Plagioklasen schlecht, sie sind meist idiomorph ausgebildet.
Korngröße: 0,01 - 2 mm
Sortierung: manchmal sehr gut, da nur aus Andesitschutt zusammengesetzt, sonst wie die Klassierung sehr schlecht.
Bezeichnung: Feldspätische Grauwacke. Auffallend ist der hohe Gehalt an Andesitschutt und an Gesteinsresten überhaupt. Der Feldspatanteil kann schwanken, so daß auch lithische Grauwacken mit viel detritischem Bindemittel auftreten. Je homogener der Petrignacola-Sandstein I wird, desto besser wird auch die Klassierung.

b) Konglomerat-Komponenten im Petrignacola-Sandstein I
Schliff 755a: Grobkörniger Kalkarenit mit Globotruncana sp., Siderolites sp., anderen Kleinforaminiferen, Lithothamnium-, Echinodermen- und Bryozoenresten. Als

Gesteinskomponenten fallen besonders einige große Quarzporphyrgerölle auf.

Schliff 755b: Andeist mit zonar gebauten Plagioklasen, chloritisierten Hornblenden, serpentinisierten ?Pyroxenen und vollständig in Calcit umgewandelten Pyroxenen.

" 755d: Quarzporphyr

" 755f: Serizitquarzit

" 755g: Stark zersetzter Granat-Muskowit-Schiefer. Quarz, Muskowit, Serizit, Granat, Calcit, Serpentin, Apatit, Rutil oder Titanit und Zirkon bilden stellenweise eine Paralleltextur. Der Granat tritt teilweise als Bestandteil von Porphyroblasten auf, die außerdem Calcit, Chlorit, ?Epidot und ?Rutil enthalten. Chlorit als Zersetzungsprodukt von Hornblenden oder Pyroxenen, der Fe-Gehalt wurde randlich angereichert.

2. Schlämmproben: Da die Vorkommen des Petrignacola-Sandsteins I nur als linsenförmige Körper auftreten, in denen keine Schichtung ausgebildet ist, konnten keine Schlämmproben entnommen werden.

Auch wenn der Erhaltungszustand der Foraminiferen gegen eine Primär-Fauna spricht, so muß zumindest ein tertiäres Alter angenommen werden und nicht etwa Ober-Kreide, wie R. GHELARDONI (1961) vorschlägt. Wahrscheinlich fällt die Sedimentation des Petrignacola-Sandsteins I in die Bildungsdauer der Kalk-Ton-Serie, was aufgrund der engen Verknüpfung beider Schichtglieder denkbar erscheint. Das wiederholte Auftreten des Petrignacola-Sandsteins in verschiedenen Niveaus des Bratica-Tertiärs ist in der Kalk-Ton-Serie gleittektonisch oder rein sedimentär, in den beiden höheren Horizonten rein sedimentär zu deuten.

3.33 Kalke von Groppo del Vescovo

M. ANELLI (1908) hat diese Kalkgruppe bereits als besonderes Element ausgegliedert, sie als "calcari marnosi bianchi con brecciole ad orbitoidi e nummuliti " bezeichnet und stratigraphisch über seine "scisti neri fogliettati" gestellt, die der Kalk-Ton-Serie entsprechen dürften. Diese Einstufung trifft aber nur für einige Stellen im Gelände zu. Man findet die Kalke über, unter der Kalk-Ton-Serie und auch in diese linsenförmige eingeschaltet vor. R. GHELARDONI (1961) setzt sie mit dem Caio-Alberese gleich und bezeichnet sie als "calcari di M. Dosso", was jedoch wegen erheblicher, faunistischer und petrographischer Unterschiede nicht möglich ist. F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963) betrachten sie als zur "Formazione di Canetolo" gehörig und stellen sie in deren mittleren bis höheren Abschnitt. Dieses Niveau ist aber nur lokal beständig. Öfters werden die Kalke von Groppo del Vescovo, allerdings von anderen Lokalitäten, auch als "Foraminiferenmergelkalk" (O. LUDWIG 1929, J. SCHNEIDER und R. TEICHMÜLLER 1935) oder als "Tertiär-Alberese" (K. J. REUTTER 1961) bezeichnet. Diese Namen sind zu ungenau, da einmal der "Fora-

miniferenmergelkalk" kretazische und tertiäre, stark voneinander abweichende Gesteine umfaßt und zum anderen der "Tertiär-Alberese" in verschiedenen Alberese-Typen vorliegt (Groppo del Vescovo, Farini d'Olmo, M. Sporno u. a., K. J. REUTTER und C. W. SAMES 1964). Um eine Faziesdifferenzierung zu ermöglichen und Verwechslungen mit ähnlichen Bildungen zu vermeiden, muß deshalb der Name "Kalke von Groppo del Vescovo" beibehalten werden.

Die Hauptverbreitung findet diese Gesteinsgruppe im Cedra-Tal, wo sie z. B. bei der Mündung des Rio di Molinella in den T. Cedra bis zu 60 m hohe Steilwände bildet. Auch die mächtige, sattelförmige und in Kaskadenfalten gelegte Aufwölbung des M. Fageto gehört hierzu. Die einzelnen Bänke sind oft albereseartig ausgebildet, d. h. sie sind gradiert und zeigen Unterflächenstrukturen wie "flute-" und "load-casts", außerdem treppenförmige Sackungserscheinungen, die wohl eine Besonderheit normaler "load-casts" darstellen. Daneben finden sich in großer Menge über ein m dicke, helle, reine Kalkbänke, in die stellenweise rote Mergel eingeschaltet sind. Die sandige Komponente, die jeweils nur auf die Basislage einer gradierten Bank beschränkt bleibt, tritt gegenüber der Kalk-Ton-Serie stark zurück, auch sind die Faltenbilder großräumiger, deshalb aber nicht weniger chaotisch angelegt. Außer den vorwiegend hellen Farben und porzellanartigen Kalken werden die Kalke von Groppo del Vescovo am besten durch die unendliche Fülle von Foraminiferen charakterisiert, die nicht nur in Fossilschuttbrekzien, sondern auch in dichten Kalken auftritt und die an sich schon häufigen Fossilfunde aus der Kalk-Ton-Serie zahlenmäßig bei weitem in den Schatten stellt. Angaben über die Mächtigkeit müssen hypothetisch bleiben, da die tektonische Beanspruchung derart unberechenbare Erscheinungsformen geschaffen hat, daß genauere Aussagen unmöglich sind. Die anscheinend linsenförmig in die schiefrige Matrix der Kalk-Ton-Serie eingelagerten Kalk-Körper erreichen z. B. am M. Fageto sicher Mächtigkeiten von mehreren 100 m, kleinere Vorkommen liegen bei ca. 20 m. Ob ursprünglich eine zusammenhängende, horizontbeständige, kalkige Sedimentplatte innerhalb der Kalk-Ton-Serie vorgelegen hat oder ob die in verschieden hohen Niveaus auftretenden Kalklinsen als Wiederholung derselben Sedimentationsart oder als tektonische Gleitbretter zu deuten sind, kann wegen der allenthalben tektonisch überprägten Kontakte nicht entschieden werden.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Es lassen sich drei unterschiedliche Ausbildungen erkennen.

a) Fast reine Kalkarenite, die als Fossilschuttbrekzien vorliegen, teilweise konglomeratisch sind und sehr viele Großforaminiferen führen.

Fauna: Discocyclina sp., Nummulites sp., Alveolina sp., Glomalveolina sp., Gypsina sp., Assilina sp., Siderolites sp., ?Miscellanea sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp., Globigerina sp., Heterohelix sp., Bulimina sp., Globotruncana lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU), Cibicides sp.,

Miliolidae, Discorbidae, agglutinierte Formen, Lithothamnium-, Echinodermen-, Bryozoen- und Molluskenreste. In den Lithothamniumresten wird der Calcit öfters durch den Quarz metasomatisch verdrängt. Es finden sich dann idiomorphe Quarze vorwiegend randlich in den Kalkalgenbruchstücken.

Mineralbestand: Calcit, wenig Quarz.

Gesteinsreste: fossilleere Kalke, Kalke mit Globorotalia sp., desgleichen mit ?Heterohelix sp. .

Bindemittel: Detritisch, feinfilzig, manchmal sehr wenig, die die Foraminiferen liegen dann dicht aneinandergepackt.

Korngröße: Im allgemeinen zwischen 0,02 und 1,5 mm. Im Schliff 491 a, der der Unterkante einer alberesеartigen Bank entnommen wurde, erreichen die Discocyclinen eine Größe von fast 4 mm und die Gerölle einen Durchmesser von über 2 mm.

Da viele Schleifsplitter beinahe nur aus Foraminiferen bestehen, sind Sortierung und Klassierung meist gut.

b) Lithische Grauwacken mit viel Bindemittel

Fauna: Wenig Foraminiferenschalenreste.

Mineralbestand: Quarz, Orthoklas, Muskowit, Calcit, Plagioklas, chloritisierter Biotit, Zirkon, opake, organische Substanz

Bindemittel: Detritisch, feinfilzig.

Abrundungsgrad: Schlecht.

Korngröße: 0,05 - 1,5 mm

Sortierung und Klassierung: Schlecht.

c) Dichte Kalke mit vorwiegend planktonischen Foraminiferen und Radiolarien

Fauna: Globigerina sp., Globorotalia (Truncorotalia) cf. aragonensis NUTTAL, Globorotalia (Acarinina) sp., Globotruncana lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU), Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN, Globotruncana rugosa (MARIE), Hantkenina sp., Bulimina sp., andere Kleinforaminiferen, Discocyclina sp., teils recht große, umkristallisierte Radiolarien.

Mineralbestand: Bisweilen winzige Quarz- und Plagioklassplitter.

2. Schlämmproben

Aus roten Mergeln konnte Ammodiscus sp. bestimmt werden, alberesеartige, graue Mergel lieferten Globigerina sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp. und Globorotalia (Acarinina) sp. und bestätigten somit das in den Dünnschliffen gewonnene Faunenbild. Abgesehen von Hantkenina sp. und einigen stratigraphisch unwichtigen Großforaminiferen gleicht die Fauna der Kalke von Groppo del Vescovo derjenigen der Kalk-Ton-Serie. Insgesamt fällt wiederum auf, daß aus der Kreide umgelagerte Formen neben tertiären auftreten. Interessant ist dabei, daß auch dichte Kalke eindeutig umgelagerte Foraminiferengemeinschaften führen können, da dort Globotruncana sp., Globorotalia sp. und Hantkenina sp. nebeneinander vorkommen. Der Erhaltungszustand ist dabei durchaus gut.

Die Alterseinstufung läßt sich im Vergleich zur Kalk-Ton-Serie an der Untergrenze etwas korrigieren. Da Hantkenina sp. die jüngste der vorhandenen Formen ist und sichere Anzeichen, z. B. das Vorkommen von Kalkgeröllen mit Globorotalien in konglomeratischen Fossilschuttbrekzien (Schliff 491a), auf weit verbreitete Umlagerungen während des Alt-Tertiärs hindeuten, da außerdem selbst die dichten Kalke öfters eine Sekundär-Fauna enthalten, kann nun das Paläozän ausgeschlossen und als Bildungszeit für diese Kalkgruppe das Eozän angenommen werden. Für die Kalk-Ton-Serie wird dasselbe gelten können, da beide Komplexe als fazielle Äquivalente aufzufassen sind, die sich lateral vertreten können. Die auf der geologischen Karte eingezeichneten Begrenzungslinien zwischen beiden Serien entstanden während der Geländeaufnahme so, daß die vorwiegend kalkigen Partien von den vorwiegend tonigen abgetrennt wurden. Sie sind nicht eindeutig zu fixieren, da es natürliche Übergänge gibt. Obwohl diese Ungenauigkeit etwas stört, spielt sie keine erhebliche Rolle, da beide Gesteinstypen grundsätzlich zu derselben tektonischen und stratigraphischen Einheit gehören.

3.34 Ponte Bratica-Sandstein und andere eng mit ihm verknüpfte Gesteinsserien (Kalk-Ton-Einschaltung und Petrignacola-Sandstein II)

Dieses besonders in der Umgebung von Corniglio in typischer Ausbildung vorhandene Sandsteinpaket, das wahrscheinlich sedimentär der Kalk-Ton-Serie auflagert, wurde von früheren Autoren zwar immer als tertiär angesehen, aber verschiedenen großgeologischen Einheiten zugeordnet. M. ANELLI (1908) belegte es mit dem Namen "arenarie a paleodictyon majus", da er diese auch bei der Kartierung wiedergefundenen, netzartigen Weidespuren auf den Schichtunterflächen für ein Charakteristikum hielt, und stellte es über seine "calcari marnosi bianchi". F. SACCO (1931) gliederte es dem großen Komplex der "calcari marnosi argillosi con Fucoidi ed Helmintoidi" an, wobei er diese Sandsteine in der Legende seiner Karte besonders erwähnt. Von R. B. BEHRMANN (1936) wurde es mit dem Macigno der Hauptwasserscheide parallelisiert und fungierte als tiefste Einheit des "Parma-Tal-Fensters" der Toskaniden innerhalb der Liguriden. Von G. MERLA (1957) wird es für oligozänen, allochthonen Macigno gehalten und dem M.Gottero-Sandstein gleichgesetzt. Zu dem Komplex des "alloctono indifferenziato", der tertiäre und kretazische, chaotische Schichtglieder umfaßt, rechnen es die Geologen der AGIP MINERARIA (1961). F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963) bezeichnen es als "arenarie di Ponte Bratica".

Als Typlokalitäten können die Straßenbrücke über den T. Bratica unterhalb Corniglio und die Aufschlüsse bei Montebello und Casarola gelten. Durch eine monotone, rasche Wechsellagerung von glimmerreichen, graubraunen, fünf bis zehn cm mächtigen Sandsteinbänken mit grauen, stark glimmerführenden Mergeln läßt sich der Ponte Bratica-

Sandstein eigentlich immer leicht ansprechen. Bisweilen vermergelt das Schichtpaket stark, so daß die charakteristische, feingebankte Wechsellagerung zwischen härterem und weichem Material zurücktritt. An den Unterflächen der Sandsteinbänke, die oft eine Gradierung verknüpft mit "convolute laminations" aufweisen, können kleine, punkt- und strichförmige Erhebungen beobachtet werden, deren Entstehungsursache unklar bleibt. Ab und zu beleben fossilführende, harte, bis 50 cm dicke Kalksandsteine den sonst gleichtönigen Sedimentationsrhythmus.

Obwohl sich stellenweise intensive Zick-Zack-Falten beobachten lassen, ist der Gesamteindruck der Lagerung ruhig. Oft über weitere Strecken hin kann man ein einheitliches Einfallen verfolgen, so im Rio di Montebello und unterhalb C. Rusghino. Für die stete Überlagerung der Kalk-Ton-Serie bzw. der Kalke von Groppo del Vescovo durch den Ponte Bratica-Sandstein gibt der SE-Abhang des Bergrückens zwischen Groppo Cardello und Passo di Casarola ein gutes Beispiel. Dort ist auf einer Länge von ca. vier km ein durchgehender, teils über 100 m mächtiger Zug von Ponte Bratica-Sandstein aufgeschlossen, der konstant über den beiden vorhergenannten Serien liegt. Im Bratica-Tal erreicht er mit 150 - 200 m seine größte Mächtigkeit und wird im Cedra-Tal von dem Caio-Alberese schräg abgeschnitten, so daß er östlich von Caneto bis zum T. Enza nicht mehr auftritt. Liegend-Kontakte zur Kalk-Ton-Serie konnten nur süd-östlich des Passo di Casarola beobachtet werden. Sie zeigen eher eine sedimentäre als eine tektonische Natur. Die Abfolge Kalk-Ton-Serie - Ponte Bratica-Sandstein hat sich auch aus umliegenden Gebieten als allgemein gültig erwiesen, so daß eine sedimentäre Überlagerung angenommen werden kann.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

a) Der normale Ponte Bratica-Sandstein stellt eine feinkörnige, fossilleere, lithische Grauwacke mit Feinschichtung dar (Übergang zu Siltstein).
Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Calcit, Plagioklas, Mikroklin, Biotit, Serpentin, Leptochlorit, Zirkon, Turmalin, Apatit, opake, organische Substanz (lagenweise angeordnet).
Bindemittel: Detritisch, feinfilzig.
Abrundungsgrad: Schlecht.
Korngröße: 0,01 - 0,15 mm.
Sortierung und Klassierung: Gut, da Quarz und Muskowit die anderen, nur selten vorkommenden Minerale bei weitem an Häufigkeit übertreffen.

b) Selten eingeschaltete, fossilführende Kalkarenite mit viel Lithothamniumresten.
Fauna: Globigerina sp., ?Orbitoides sp., Discorbidae, agglutinierte Formen, Lithothamnium- und Echinodermenreste.
Mineralbestand: Calcit, wenig Quarz, Muskowit, Biotit, Plagioklas, Serpentin.

Bindemittel: Teils detritisch, feinfilzig, teils chemischer Zement.
Abrundungsgrad: Schlecht.
Korngröße: 0,05 - 0,6 mm
Sortierung und Klassierung: Gut.

2. Schlämmproben

Sandige, glimmerreiche Mergel erbrachten Eponides cf. umbonatus (REUSS), Globigerina sp., Globigerapsis sp., Gyroidina sp., Cibicides sp., Stilostomella sp., Anomalinoides sp., Nodosarella sp., Spiroplectammina sp., Cyclammina sp., Trochamminoides sp., Haplophragmoides sp., Valvulininae, stabförmige Sandschaler und Seeigelstachel. Obwohl diese Fauna größtenteils schlecht erhalten und spärlich ist, läßt sich doch aufgrund von Globigerapsis sp. mit dem Mittel-Eozän eine relativ genaue Altersangabe machen.

Zu dem Schichtkomplex des Ponte Bratica-Sandsteins sind noch zwei andere Gesteinstypen zu rechnen. Einmal schalten sich olisthostromatisch oder normal-sedimentär schiefrig-kalkige Linsen ein, die dem Habitus nach ganz der Kalk-Ton-Serie gleichen, von dieser aber durch den Ponte Bratica-Sandstein allseitig getrennt werden. Es sind generell kleinere Vorkommen wie etwa die von Casarola und Perfrara. Die Fauna und die petrographische Beschaffenheit der härteren Bänke lieferten bis auf das Zurücktreten der umgelagerten Kreide-Formen ein ähnliches Bild wie bei der Kalk-Ton-Serie.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Einerseits finden sich lithische Grauwacken bzw. Subgrauwacken mit Heterohelix sp., unbestimmbaren Resten von Großforaminiferen, agglutinierten Formen und Lithothamniumresten, andererseits fast reine Kalkarenite mit Globigerina sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp., Heterohelix sp., Alveolina sp., Discocyclina sp., Nummulites, ?Orbitoides sp., Miliolidae, Discorbidae, Textulariidae, Echinodermen- und Bryozoenresten, die größtenteils wiederum als Fossilschuttbrekzien vorliegen. Andere Charakteristika wie der Erhaltungszustand der Fauna, die Füllung der Foraminiferengehäuse mit chloritischer Substanz und der petrographische Befund gleichen denjenigen der Kalk-Ton-Serie (vgl. Kap. 3.31).

2. Schlämmproben

Es konnten mit stabförmigen Sandschalern, Trochamminoides sp. und Glomospira sp. nur Formen gefunden werden, die keine Aussagen über das Alter zulassen. Dennoch ist die allgemeine Zuordnung zum Eozän sicher nicht falsch, da auch hier Umlagerungsvorgänge höchstwahrscheinlich sind.

Bei dem zweiten Gesteinstyp, der ebenfalls eng mit dem Ponte Bratica-Sandstein verknüpft ist, handelt es sich um den Petrignacola-Sandstein II, jenem grünen, feldspatführenden Sandstein, der erst

weiter im Hangenden des Bratica-Tertiärs seine größte Mächtigkeit erreicht. Er tritt in Wechsellagerung mit dem Ponte Bratica-Sandstein auf und ist am rechten Parma-Ufer gegenüber von Prella in typischer Weise aufgeschlossen. Die Bänke des Petrignacola-Sandsteins II, die hier ca. ein bis zwei m mächtig werden, sind gradiert. Die kontinuierliche Korngrößenabnahme kann aber auch durch einzelne, gröbere Lagen, die sich plötzlich einschalten, unterbrochen werden. Häufig treten größere, grüne Mergelschmitzen auf, die der Oberfläche nach dem Herauswittern ein löcheriges Aussehen geben. Auf den Schichtunterflächen sind "load"- und "flute-casts" zu beobachten. An einer Stelle im Bratica-Tal unterhalb von Groppo Torsello wurden konglomeratische Lagen mit teils kopfgroßen Geröllen angetroffen, die sehr heterogener Natur sind.

Mikroskopischer Befund:

Dünnschliffe

a) Der Petrignacola-Sandstein II (Lokalität Prella) ist gegenüber dem Petrignacola-Sandstein I im allgemeinen etwas feinkörniger, fossilärmer und führt weniger Feldspat und Gesteinsreste. Er muß als lithische Grauwacke mit teils sehr viel detritischem Bindemittel bezeichnet werden. Stellenweise sind Übergänge zu dem normalen Ponte Bratica-Sandstein vorhanden.
   Fauna: Nummulites sp., Reste anderer Großforaminiferen, teils fossilleer.
   Mineralbestand: Quarz (undulös auslöschend, Mörtelstruktur), zersetzter Plagioklas mit Calcit als Sekundär-Mineral, Muskowit, Biotit, Pennin, Serpentin, Apatit, Zirkon, Gaukonit, Turmalin, opake, organische Substanz.
   Gesteinsreste: Phyllitbruchstücke, Andesitreste, Serpentinite, Kalke, Siltsteine.
   Bindemittel: Detritisch, feinfilzig.
   Abrundungsgrad: Teilweise gut.
   Korngröße: 0,03 - 1,6 mm.
   Sortierung und Klassierung: Meist schlecht, bei den Übergängen zum Ponte Bratica-Sandstein gut.

b) Konglomerat-Komponenten aus dem Bratica-Tal unterhalb Groppo Torsello
   Schliff 637a: Muskowitschiefer mit Mikroklin, Epidot, Apatit, Zirkon, Titanit.
   " 637b: Granatführendes Gestein der Gabbro-Gruppe. Vollkommen zersetzte Feldspäte, in Chlorit, Erz und Calcit umgewandelte Pyroxene, ?Rutil und Granat bilden ein holokristallines Gefüge. Das Gestein ist mit Zersetzungsmineralen übersät.
   " 637e: Spongiolith. Das Gestein besteht fast nur aus Schwammnadeln, die völlig in Calcit umkristallisiert und kreuz und quer angeordnet sind. An einigen Exemplaren ist der Zentralkanal zu erkennen.

Schliff 637g: Brekziöser Aplitgranit.
" 637h: Granatglimmerschiefer.
" 637i, k: Serizit-Chloritschiefer mit Granat, Epidot, Zoisit, Apatit und Plagioklas.
" 637m u. a.: Andesit mit zersetzten, zonar gebauten, intermediären Plagioklasen, chloritisierten Pyroxenen, gänzlich in Calcit umgewandelten Pyroxenen und Hornblenden. Bei den Hornblenden ist der Fe-Gehalt randlich angereichert. Die bis 5 mm großen Plagioklase zeigen anomale, blaue und braune Interferenzfarben.
" 637n: Subgrauwacke mit Assilina sp., Discocyclina sp., Nodosariidae, anderen Kleinforaminiferen und Lithothamniumresten. Das Schliffbild erinnert an manche Kalksandsteine aus der Kalk-Ton-Serie.
" 637B: Bindemittel des Konglomerats. Es gleicht dem Petrignacola-Sandstein I (vgl. Kap. 3.32). Auffallend sind Quarze mit Resorptionsbuchten, die wahrscheinlich von Quarzporphyren herrühren.

Zusammenfassend dargestellt ist der Ponte Bratica-Sandstein ein feingebankter Flysch-Sandstein, dessen monotones Sedimentationsbild durch schiefrig-kalkige Einschaltungen und durch die Wechsellagerung mit feldspatreichen, konglomeratischen Sandsteinbänken etwas belebt wird.

3.35 Ponte Vestana-Serie

Nach oben hin vermergelt der Ponte Bratica-Sandstein allmählich und geht in einen Schichtverband, die Ponte Vestana-Serie, über, der an dem Paß der Verbindungsstraße zwischen Casarola und Monchio gut aufgeschlossen ist. Von den meisten früheren Bearbeitern wurde sie nicht besonders ausgegliedert. Nur M. ANELLI (1908) erwähnt sie ganz kurz als "l'intermezzo di pochi metri di scisti e calcari con brecciole nummulitiche". F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963) weisen im Hangenden des Ponte Bratica-Sandsteins auf ein "membro argilloso-calcareo" hin. Normalerweise, so am Straßenpaß nach Monchio und am Poggio del Ferro ist die Ponte Vestana-Serie durch grüne und graue Mergel, die mit durchgehenden, fünf bis zwanzig cm dicken, außen gelbbraun und kantig verwitternden, innen grauen und mit zahlreichen Klüften versehenen Kalkbänken verhältnismäßig eng wechsellagern, ganz gut gekennzeichnet. Dazu treten ein bis zwei m mächtige Sandsteinbänke des Petrignacola-Sandsteins III, der innerhalb der Ponte Vestana-Serie auch Steilwände bis 30 m Höhe bilden kann. Untergeordnet kommen manganoxydhaltige, braune, sandige und selten rote Mergel, daneben Konglomerate vor, deren Komponenten in einer mergeligen Grundmasse liegen. Diese Gerölle werden bei den Konglomeraten des Petrignacola-Sandsteins III beschrieben.

Die stratigraphische Situation wird dadurch erschwert, daß in diesem höheren, ständig über dem Ponte Bratica-Sandstein gelegenen Horizont ebenfalls schiefrig-kalkige Sedimente vorkommen, die der ca. 250 m tiefer liegenden Kalk-Ton-Serie gleichen und eine entweder paläoeozäne oder eine reine Kreide-Fauna führen, so daß auch an buntschieferartige, olisthostromatische Einschaltungen in diesem höchsten Niveau des Bratica-Tertiärs gedacht werden muß. Lokalitäten für diese "Kalk-Ton-Serie" im Hangenden des Ponte Bratica-Sandsteins sind die Areale südlich Bottignola und die weitere, extrem schlecht aufgeschlossene Umgebung der Quellregion des Rio delle Castagne, wo allerdings öfters der Petrignacola-Sandstein III auftritt. Auf der geologischen Karte wurden diese beiden verschiedenartigen Sedimente der Ponte Vestana-Serie zusammengefaßt, da erstens die normale Ausbildung mit den grünen Mergeln und braunen Kalken selten zu finden ist, zweitens die schiefrig-kalkigen Sedimente sehr schlecht aufgeschlossen sind und in der Nähe der ersten Ausbildungsart vorkommen, so daß man sie nicht klar voneinander trennen kann, und drittens durch die allgemeine Ausgliederung dieses Schichtpaketes eindeutig darauf hingewiesen werden soll, daß über dem Ponte Bratica-Sandstein und in enger Verknüpfung mit den mächtigen Bänken des Petrignacola-Sandsteins III eine höhere "Kalk-Ton-Serie" liegt. Durch diese Ungenauigkeit ist die Kartierung natürlich mit Fehlern behaftet, die sich jedoch niemals vermeiden lassen werden, da die stratigraphischen Verhältnisse für die Aufschlüsse und die beschränkten, mikro-paläontologischen Möglichkeiten zu kompliziert sind. Als Mächtigkeit der Ponte Vestana-Serie in der normalen Ausbildung in Form eines kalkig-mergeligen Zwischengliedes zwischen dem Ponte Bratica-Sandstein und den dicksten, selbständigen Bänken des Petrignacola-Sandsteins III können ca. 20 m angegeben werden. Werte, die sich auf die der Kalk-Ton-Serie und den Buntschiefern ähnlichen Vorkommen beziehen, schwanken für eine genauere Aussage zu sehr.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Kalkarenite enthielten mit Discocyclina sp., Globotruncanenresten, Heterohelix sp., Globigerinella sp., Ventilabrella sp., Discorbidae, Textulariidae, Lithothamnium- und Echinodermenbruchstücken teils eine gemischt tertiär-kretazische Fauna, mit Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN, anderen Globotruncanenresten, Cadosina sp. und verschiedenen Kleinforaminiferen teils nur Kreide-Formen. Dichte Kalke führten mit Heterohelix sp., ?Globigerinella sp., Pithonella ovalis KAUFMANN und Radiolarien eine Fauna, die an entsprechende Schliffbilder aus den buntschieferartigen Sedimenten erinnert. H. MARKWICH (1964) erwähnt aus dieser Serie Globigerinen und Globorotalien, die jünger als die in der Kalk-Ton-Serie gefundenen Formen sind, ohne sich dabei innerhalb des Eozäns genauer festzulegen. Aufgrund dieser Angaben und der allgemeinen, geologischen Situation darf als Alter für die Ponte Vestana-Serie mittleres bis höheres Eozän angenommen werden.

2. Schlämmproben

Um dieses Problem besser lösen zu können, wurden mehrereProben aus den grünlichen Mergeln entnommen, die der normalen Ausbildung der Ponte Vestana-Serie angehören und mit dem Petrignacola-Sandstein III eng verknüpft sind, so daß ein ganz sicher sedimentär über dem Ponte Bratica-Sandstein gelegenes Niveau untersucht werden konnte. Diese Bemühungen blieben insofern ohne Erfolg, als die Proben mit Trochamminoides irregularis WHITE, Cyclammina acutidorsata HANTKEN, Cyclammina sp., Glomospira sp., Reophax sp., Haplophragmoides sp., Lituotuba sp., Ammodiscus sp., Arenobulimina sp., Hyperammina sp., Valvulininae, stabförmigen Sandschalern, Cibicides sp. und Globigerina sp. wohl ein tertiäres Alter belegten, aber keine weitere Einordnung zuließen.

3.36 Petrignacola-Sandstein III

Durch langsame Zunahme der grünlichen Sandsteinbänke der Ponte Vestana-Serie nach oben hin entsteht ein selbständiges, etwa 30 m mächtiges Sandsteinpaket, der Petrignacola-Sandstein III, der in den vorhergenannten Serien immer nur linsenförmig oder bankweise auftrat. Grundsätzlich ist er zu dem höchsten kalkig-tonigen Schichtverband des Bratica-Tertiärs (Ponte Vestana-Serie) zu rechnen, da auch im Hangenden wiederum Sedimente vorkommen, die der Kalk-Ton-Serie oder den Buntschiefern gleichen (H. MARKWICH 1964). Er stellt eine besonders mächtige Sandschüttung innerhalb der allgemein kalkig-tonigen Sedimentation dar. In der Literatur wurde er öfters erwähnt, so von M. ANELLI (1908), der ihn als "lenti di arenarie a facies di macigno con conglomerati" bezeichnet und von dem eigentlichen Macigno der Hauptwasserscheide streng getrennt wissen sill. Auch R. TEICHMÜLLER (1935), R. B. BEHRMANN (1936), R. GHELARDONI (1961) und G. ZANZUCCHI (1963) haben über ihn kurz berichtet. Er tritt plötzlich entweder als riesiger Schutthaufen, so z. B. südlich Rividulano, oder ganz grob gebankt wie nördlich Campo rotondo auf, wo er eine ca. 30 m hohe Steilwand bildet. Dabei handelt es sich nicht um einen durchgehenden Schichtkomplex, vielmehr liegt er in großen Linsen auf dem übrigen Tertiär des Bratica-Tales. Als Einschaltungen findet man helle Kalke, dunkelgraue Mergel und Konglomeratlagen. Charakteristisch sind bis 30 cm lange, grüne Mergellinsen, die ihn sozusagen "durchlöchern", da sie höhlenförmig aus dem umgebenden, härteren Sandstein herauswittern. Auf der Oberfläche können häufig Nummuliten abgesammelt werden, die der Regen schön freilegt.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

a) Normale Ausbildung. Der Petrignacola-Sandstein III gleicht im we-

sentlichen dem Petrignacola-Sandstein I (vgl. Kap. 3.32). Die Fauna ist mit Nummulites sp., Discocyclina sp., Globigerina sp., Nodosaria sp., Discorbidae, Textulariidae, Lithothamnium- und Echinodermenresten etwas reichhaltiger. Gesteinsreste wie Glimmerschiefer, Phyllite, Kalke, Serpentinite und vor allem Andesite zeigen den heterogenen Charakter dieses Sandsteins an. Es handelt sich wiederum um eine feldspätische Grauwacke mit sehr viel Andesitgrus als Bindemittel und einer ausgesprochen schlechten Klassierung (Korngröße 0,01 - 3 mm). Lithische Grauwacken stellen zufällige Ausnahmen dar. Chlorit als Zersetzungsprodukt aus Biotiten, Amphibolen und Pyroxenen gibt gemeinsam mit dem Serpentin dem Gestein die grüne Farbe.

b) Ab und zu treten bankweise dichte, helle Kalke mit Heterohelix sp., Globigerina sp. und Globorotalia sp. auf.

c) Konglomeratkomponenten. Die Gerölle liegen teils in einer mergeligen Matrix, so daß sie eher zur Ponte Vestana-Serie gerechnet werden müßten, teils gehören sie dem echten Petrignacola-Sandstein III an. Aufgrund der engen sedimentären Verknüpfung beider Serien sollen sie gemeinsam erwähnt werden.

Schliff 251: Granat (wahrscheinlich Grossular) mit Einschlüssen von Feldspat und Quarz, undulös auslöschender Quarz mit Einschlüssen von Zirkon, zersetzter Plagioklas, chloritisierter Biotit und Erz bilden ein holokristallines Gefüge. Polymetamorphes Gestein ursprünglich granitischer Zusammensetzung.

Schliff 477a: Stark zersetzter Andesit mit zonar gebauten Plagioklasen und chloritisierten Hornblenden, deren Fe-Gehalt randlich angereichert ist.

" 477b: Serizitquarzit. Kataklastischer Quarz, Serizit und Muskowit bilden neben Plagioklas, Calcit, Chlorit und Erz eine typische Paralleltextur.

" 974: Konglomeratischer Sandstein mit Vulkanit-, Granit- und Glimmerschieferresten.

" 975a: Stark verwitterter und tektonisch beanspruchter Granit.

" 975b: Stark verwitterter Gneis.

Außerdem kommen noch Quarzgerölle und dunkle Kalke vor.

Vergleicht man die in drei verschieden hohen Horizonten des Bratica-Tertiärs vorkommenden Petrignacola-Sandsteine, so ergibt sich, daß sie sich nicht wesentlich voneinander unterscheiden. Die Variationen in der Fauna, in der Mineralführung und der Korngröße sind innerhalb eines Vorkommens genauso groß wie von Serie zu Serie. Allein der Petrignacola-Sandstein II (Lokalität Prella, T. Parma) scheint gegenüber den anderen etwas feinkörniger, fossilärmer und homogener zu sein. Unterschiede, die sich in der Konglomeratführung andeuten, können keinen großen Aussagewert besitzen, da diese Untersuchungen nicht quantitativ sind und Änderungen vortäuschen können, die in Wirklichkeit nicht vorliegen. Immerhin führen alle drei Sandsteine Andesite und epi- bis mesozonale Metamorphite, die ein gemeinsames Liefergebiet zulassen. Es muß demnach dreimal hintereinander fast gleiches

Material geschüttet worden sein. Der Transportweg der andesitischen Bestandteile muß kurz und der Schüttungsvorgang rasch gewesen sein, da die Feldspäte fast alle ihre idiomorphe Gestalt beibehalten haben. Der Petrignacola-Sandstein läßt darauf schließen, daß er das unmittelbare Aufarbeitungsprodukt der in ihm auch als Konglomeratkomponenten vorhandenen Andesite darstellt.

2. Schlämmproben

Mit Cyclammina acutidorsata HANTKEN, Cyclammina sp., Cibicides cf. mexicanus NUTTAL, Rotalia sp., Placoidschuppen und Haifischzähnen konnte eine Fauna bestimmt werden, die nach dem "atlante iconographico" der AGIP MINERARIA (1957) frühestens in das Mittel-Eozän gestellt werden kann. Wahrscheinlich liegt der Petrignacola-Sandstein III etwas höher. Ob er noch in das Oligozän reicht, ist ungewiß.

Zuletzt sei noch auf eine petrographische Besonderheit hingewiesen, die eventuell dem Petrignacola-Sandstein III faziell entspricht. Im Oberlauf des Rio di Montebello finden sich nämlich harte, feinkonglomeratische, fossilleere Lagen, die einen bunten Farbton tragen und keinen Feldspat führen. Als Komponenten wären kataklastischer Quarz, etwas Muskowit, dichte Kalke, oolithische Kalke, grobkristalline Kalke, Quarzite und Körner zu nennen, die wie die umkristallisierte Glasbasis von Vulkaniten aussehen. Die Kalke sind gelb, schwarz oder hell gefärbt. Sonst so häufige Minerale wie Chlorit oder Serpentin treten ganz zurück. Größere Vorkommen dieses bunten Konglomerates sind unterhalb des M. Provenga auf der linken Seite des T. Parma aufgeschlossen (H. MARKWICH 1964). Ob es als Erosionsrest eines früher weiter verbreiteten, selbständigen Schichtgliedes zu deuten ist oder ob hier fazielle Übergänge zwischen dem Petrignacola-Sandstein III und den noch zu besprechenden Kalksandsteinen von Groppo Sovrano vorliegen, bleibt unklar.

Damit wäre das Tertiär des Bratica-Tales mit seiner Abfolge, die das Eozän umfaßt und vielleicht noch in das Oligozän hinaufreicht, abgeschlossen. Nun kommt aber noch ein zweifellos tertiärer Schichtkomplex hinzu, der sich stratigraphisch und tektonisch schlecht einordnen läßt. Auch ist er aus der weiteren Umgebung bis jetzt unbekannt geblieben, während die normale Stratigraphie des Bratica-Tertiärs im Laufe der fortschreitenden Untersuchungen einen immer größeren Anwendungsbereich finden konnte. Zu diesen nur im Bratica- und oberen Parma-Tal vorkommenden Serien, deren allgemeine, geologische Stellung nur begrenzt gelöst ist, gehören die Schiefer von Grammatica und die Kalksandsteine und Kalke von Groppo Sovrano.

3.37 Schiefer von Grammatica

Hierbei handelt es sich nur um kleinere Vorkommen, wie etwa die am Fuße des Groppo Cornia, die aber durch ihre eigenartige Ausbildung besonders auffallen. Sie liegen stets im Hangenden des Ponte Bratica-Sandsteins und treten sowohl unter als auch über den Kalksandsteinen

und Kalken von Groppo Sovrano auf. Höhenmäßig nehmen sie das Niveau der Ponte Vestana-Serie ein. Die wenigen im Gelände vorhandenen Aufschlüsse bieten folgendes Bild: Rote, grüne, graue, braune, gelbe, ausgesprochen harte Schiefer, die splittrig und mit Rostfarben bedeckt verwittern, wechsellagern mit von zahlreichen Sprüngen durchsetzten, dünnbankigen Kalken. Jedes Schieferstückchen ist mit Harnischflächen versehen, die oft Farben dünner Blättchen zeigen. Schwarze Hornsteine, Pyritknollen, Manganoxyd-, Ocker- und Malachitüberzüge treten häufig auf. Fossilschuttbrekzien fehlen vollkommen. Morphologisch bilden die Schiefer von Grammatica Erhebungen, da sie tektonisch verhärtet sind und so der Abtragung erheblichen Widerstand leisten. Ihre Mächtigkeit dürfte auf dem rechten Bratica-Ufer etwa 20 m erreichen, wobei aber zu bemerken ist, daß ihre Hauptverbreitung zwischen T. Bratica und T. Parma liegt. Von dort sind 50 m mächtige Vorkommen bekannt (H. MARKWICH 1964).

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Für Altersangaben kommen lediglich dichte, helle Kalke in Frage, die Globigerina sp., Globorotalia sp., ?Globigerapsis sp., andere Kleinforaminiferen und Radiolarien führen und auf ein fragliches Mittel-Eozän schließen lassen. Andere Dünnschliffe zeigten neben dunklen, völlig zerbrochenen, harten Schiefern, die regellos von Quarzadern durchquert werden, und Kalken mit traubig-nieriger Struktur, die durch Fe-Lösungen dunkelbraun-rot gefärbt sind, vor allem ein sehr eigenartiges Gestein, das durch bis drei cm lange Phyllitbruchstücke und kleinere Quarzgerölle gut charakterisiert ist. Diese durch eingeregelte Phyllitbruchstücke gekennzeichneten Lagen werden bis 20 cm mächtig und sind nicht horizontbeständig, sondern keilen nach einigen m wieder aus. Schliff 145 zeigt dieses Gestein: Quarz, oft gut gerundet, mit Mörtelstruktur und Einschlüssen von Leptochlorit, dessen Kriställchen geldrollenartig aneinandergereiht sind (Helminthstruktur), chloritisierter Biotit mit Hämatitschüppchen und Chlorit liegen zusammen mit Phyllitbruchstücken in einer aus Quarzdetritus bestehenden Grundmasse. Teilweise umfließen die Phyllitreste die Quarzkörner.

2. Schlämmproben

Da alle Schiefer tektonisch stark durchbewegt worden sind, lieferten sie keine Fossilien.

Die Frage des Kontaktes zu dem unter den Schiefern von Grammatica liegenden Ponte Bratica-Sandstein muß offen bleiben. Die Beobachtungen im Gelände lassen sowohl einen sedimentären als auch einen tektonischen Übergang zu. Die Fauna kann ebenfalls keine Aussagen dazu beisteuern, da in beiden Serien Mittel-Eozän vorzuliegen scheint.

3.38 Kalksandsteine und Kalke von Groppo Sovrano

Über den Schiefern von Grammatica erheben sich im Bratica-Tal hohe Steilwände bildende, klotzartige Massen von gelbbraun verwitternden, harten Kalksandsteinen. In der Literatur sind sie außer von G. ZANZUCCHI (1963) noch nirgends erwähnt worden. Typlokalitäten hierfür wären Groppo Cornia und die Gesteinsmassen, die nördlich C. Rusghino anstehen. Die Schichtung liegt im Meterbereich, ist aber häufig nicht zu erkennen, da dieser Gesteinstyp bisweilen völlig in sich zusammenbricht und dann als loser Schutthaufen vorkommt. In die Täler werden riesige Blockfelder entsandt, die für diese Serie sehr kennzeichnend sind. Die Schichtunterflächen zeigen "flute-casts", häufig ist auch eine gradierte Lamination innerhalb der gradierten Straten zu beobachten, die durch den schnellen Wechsel von härteren und weichen Lagen gut herauswittert. Als Einschaltung treten wie bei den Schiefern von Grammatica konglomeratische Partien mit eingeregelten, grünlichen Phyllitbruchstücken auf. Ganz flache, grüne Mergellinsen, die dicht nebeneinander liegen, durchsetzen an manchen Stellen das Gestein und erinnern somit entfernt an ähnliche Bildungen im Petrignacola-Sandstein. Faunistisch und petrographisch gleicht der Kalksandstein von Groppo Sovrano in etwa den harten, braunen Kalksandsteinen aus der Kalk-Ton-Serie. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 30 m auf der rechten Bratica-Talseite. An der namengebenden Lokalität des Groppo Sovrano werden sicher 50 m erreicht.

Mikroskopischer Befund:

Dünnschliffe

a) Normalerweise liegen fossilreiche, stellenweise konglomeratische Kalkarenite (seltener lithische Grauwacken) vor, die oft viele Gesteinsreste heterogener Natur aufweisen.
   Fauna: Globogerina sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp., Globotruncana sp., Ventilabrella sp., Nodosaria sp., Nummulites sp., Discocyclina sp., Assilina sp., Siderolites sp., Miliolidae, Textulariidae, andere Kleinforaminiferen, Echinodermen-, Lithothamnium-, Bryozoen- und Austernreste.
   Mineralbestand: Quarz, undulös und mit Mörtelstruktur, Plagioklas, Calcit, Muskowit, Zirkon, Hämatit.
   Gesteinsreste: Dichte Kalke mit ?Heterohelix sp. und umkristallisierten Radiolarien, grobkristalline Kalke, oolithische Kalke, Vulkanitreste, Phyllite, Glimmerschiefer, Glimmerquarzite.
   Bindemittel: Detritisch, feinfilzig.
   Abrundungsgrad: Sehr unterschiedlich, die Quarze sind oft gut gerundet.
   Korngröße: 0,05 - 10 mm.
   Sortierung und Klassierung: Schlecht.
   Die kugeligen bzw. elliptischen Quarzkörner, die direkt neben eckigen Körnern liegen, weisen darauf hin, daß schon einmal aufge-

arbeitetes Material wieder umgelagert wurde.

b) Südöstlich Cascinelle stehen Gesteine an, die vom äußeren Bild her den Kalksandsteinen von Groppo Sovrano entsprechen. Auch die geologische Lage über dem Ponte Bratica-Sandstein läßt diese Deutung zu. Der Schliff 57, der von diesem Vorkommen stammt, läßt sich mit dem bisher erwähnten mikropaläontologischen Rahmen des gesamten Bratica-Tertiärs nicht vereinbaren. In einem fast nur aus kleinwüchsigen Foraminiferen bestehenden Gestein konnten Globigerina compressa PLUMMER, Globigerina pseudobulloides PLUMMER, Chiloguembelina sp., Heterohelix sp., Globorotalia sp., Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN, Miliolidae und Textulariidae bestimmt werden. Damit ist tiefes Paläozän belegt, das in keinem der anderen Schliffe nachgewiesen wurde. Inwiefern diese Fauna wiederum als umgelagert betrachtet werden kann, muß ungelöst bleiben. Immerhin weisen die Globotruncanen darauf hin, daß zumindest die Kreide-Formen sich auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Die Altersbestimmung des Kalksandsteins von Groppo Sovrano ist besonders problematisch. Einerseits lassen die Höhenlage im Tertiär-Profil und die fragliche mittel-eozäne Fauna aus den Schiefern von Grammatica darauf schließen, daß hier ein ober-eozänes bzw. ?oligozänes Schichtglied vorliegt, da die konstante Überlagerung des mitteleozänen Ponte Bratica-Sandsteins unter Zwischenschaltung der Schiefer von Grammatica an vielen Stellen zu beobachten ist. Allerdings kann die Art dieser Überlagerung nicht geklärt werden, da die Kontakte zu schlecht aufgeschlossen sind. Andererseits gibt die Fauna des Kalksandsteins von Groppo Sovrano, die einen Zeitraum vom Paläozän bis zum unteren Mittel-Eozän umfaßt, genügend Anhaltspunkte, um an eine tektonische Überlagerung in Form einer Schuppe zu denken. Ein großes Hindernis für diese Auffassung stellen die weitverbreiteten Umlagerungsvorgänge dar, die aus dem Erhaltungszustand, dem stellenweise massenhaften Auftreten der Foraminiferen und dem gleichzeitigen Vorkommen kretazischer und tertiärer Formen geschlossen werden können. Selbst dichte Kalke und Mergelproben sind kein zuverlässiges Indiz für eine Primär-Fauna, denn es wurden sowohl in dichten Kalken (Kalke von Groppo del Vescovo, s. Kap. 3.33) als auch in Schlämmproben (Mergel und Sandsteine von Tizzano, s. Kap. 3.54) Globorotalien und Globotruncanen nebeneinander gefunden.

Über dem Kalksandstein von Groppo Sovrano liegt eindeutig sedimentär und bei Groppo Cornia typisch aufgeschlossen eine etwa 10 m mächtige, helle Kalkserie, die eine Bankung in dm aufweist und hellgraue, albereseartige Mergel führt, die manchmal rosa, grünliche und gelbliche, pastellfarbene Töne annehmen. Die Dünnschliffe lieferten mit Globigerina sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp., Globotruncana cf. leupoldi BOLLI, Discorbidae, Textulariidae, Discocylina sp., Resten von anderen Großforaminiferen und Lithothamniumresten eine Fauna, die derjenigen aus dem Kalksandstein von Groppo Sovrano stark ähnelt. Die Schlämmproben ergänzen das oben angegebene Faunenbild mit Globorotalia (Truncorotalia) cf. aragonensis NUTTAL, Globorotalia (Acarinina) aspensis (COLOM), Globorotalia (Acarinina) cf. soldadoensis (BRONN.), Globigerina sp. und Fischzähnen und geben als

Alter oberes Paläozän bis unteres Mittel-Eozän an. Auf diese Kalke folgen noch einmal ganz selten Schiefer, die den Schiefern von Grammatica gleichen und innerhalb des Kartierungsgebietes das höchste Element des Bratica-Tertiärs darstellen. H. MARKWICH (1964) berichtet noch von einer ca. 100 m mächtigen, eozänen Kalk-Ton-Serie von Grammatica, die weite Areale oberhalb der Kalke von Groppo Sovrano auf der linken Bratica-Talseite einnimmt und mit den oberen Schiefern von Grammatica eng verknüpft ist. Offenbar ging die kalkig-tonige Sedimentation ursprünglich auch noch weit über das Niveau der Kalksandsteine und Kalke von Groppo Sovrano hinaus. Diese Ablagerungen sind in dem untersuchten Gebiet schon wieder erodiert worden und nur in der muldenartigen Struktur (vgl. Kap. 4.22) zwischen T. Bratica und T. Parma erhalten geblieben.

Grundsätzlich müssen die Schiefer von Grammatica und die Kalksandsteine und Kalke von Groppo Sovrano als stratigraphische und tektonische Einheit aufgefaßt werden, die innerhalb des Bratica-Tertiärs eine besondere Rolle spielt. Ihre Stellung zu dem normalen Profil, das von der Kalk-Ton-Serie über den Ponte Bratica-Sandstein bis zum Petrignacola-Sandstein III reicht, wird im tektonischen Teil erläutert.

3.4 Der Ostia-Sandstein und seine faziellen Vertreter

Komplizierend zur Stratigraphie des Tertiärs im Bratica-Tal, die durch das Auftreten isopischer Gesteine in verschieden hohen Horizonten ohnehin nicht leicht zu überschauen ist, tritt hinzu, daß sehr oft einzelne Schollen eines Kreide-Schichtpaketes im Sinne eines Olistholiths bzw. eines Olisthostroms eingeschaltet sind. Es handelt sich dabei um den Ostia-Sandstein und zwei andere Sedimente, die untergeordnet im Cedra-Tal vorkommen und als fazielle Äquivalente des Ostia-Sandsteins gelten können. Alle drei Gesteinsarten bilden eine tektonische und stratigraphische Einheit. Unter einem olistholithartigen Vorkommen versteht man die Erscheinung, daß einzelne Gesteinsschollen aus einem fremden Sedimentationsbereich in ein anderes Becken rutschen und sich in das dort primär abgelagerte Material einbetten. Von einem Olistholith weicht ein Olisthostrom nur insofern ab, als der Schichtverband innerhalb des Olisthostroms völlig aufgelöst und chaotisch angelegt ist, wie es z. B. in der Kalk-Ton-Serie oder auch in den buntschieferartigen Sedimenten beobachtet werden kann. Die Frage, wo bei einem solchen Vorgang die Tektonik aufhört und die Sedimentation, allerdings mit etwas eigenartigen Mitteln, anfängt, dürfte nicht leicht zu beantworten sein. Denn der Bewegungsmechanismus ist gleittektonisch zu verstehen, die Kontakte sind im Liegenden tektonischer und im Hangenden sedimentärer Natur und die Größe des Olistholiths kann bis zu derjenigen hausgroßer Blöcke hinabreichen.

3.41 Ostia-Sandstein

Als besonders charakteristisches Schichtpaket, das sich über weite Bereiche des Nord-Appennins erstreckt, wurde der Ostia-Sandstein erst ziemlich spät erkannt. F. SACCO (1931) stellte ihn entweder zu den "argille scagliose" oder den "calcari marnosi argillosi con Fucoidi ed Helmintoidi", G. MERLA (1957) versuchte ihn mit der "pietraforte" der Toskana zu vergleichen. R. GHELARDONI (1961) rechnet ihn zu dem "alloctono indifferenziato" und C. W. SAMES (1960) führt ihn als oberkretazische "Sandmergel-Serie" in die Literatur zum ersten Mal als wohldefiniertes Schichtglied ein. Da "Sandmergel-Serie" auf italienisch etwa mit "formazione-marnoso-arenacea" zu übersetzen ist und dieser Name für miozäne Bildungen am SE-Rand der Po-Ebene gebraucht wird, wurde dieser Flysch-Sandstein von K. J. REUTTER (1961) als "Ostia-Sandstein" bezeichnet.
G. ZANZUCCHI (1963) spricht von "arenarie di Ostia" und stellt ihn aufgrund von Schackoinenfunden in das Cenoman.

Die Existenz des Ostia-Sandsteins im Kartierungsgebiet wurde zuerst südlich Rividulano durch den Fund eines Inoceramus-Abdruckes bewiesen. Dort tritt der Ostia-Sandstein tatsächlich allseitig von Tertiär umgeben als einzelne Kreide-Scholle auf. Die Hauptverbreitung findet er im Cedra-Tal, wo sich ein mehr oder weniger durchgehendes Band vom Passo di Casarola bis nach Isola auf einer Länge von ca. sechs km verfolgen läßt. Die Aufschlußverhältnisse sind dabei ganz ausgezeichnet. Bis 50 m hohe Steilwände werden gebildet, die sich nur mit spärlicher Vegetation bestanden rechts und links der Frana von Casanova als gelbe Streifen hinziehen. Bei Palanzano tritt er zugunsten buntschieferartiger Sedimente zurück, um an der Costa d'Oro westlich des T. Enza wieder eine größere Verbreitung zu finden. Er ist ein ausgesprochener "badland"-Bildner. Bevorzugt schaltet er sich in die Kalk-Ton-Serie ein. Es sind aber auch Vorkommen innerhalb fast aller übrigen Glieder des Bratica-Tertiärs bekannt, die manchmal nicht mehr als 30 m^2 Fläche erreichen. Von dem sehr ähnlichen Ponte Bratica-Sandstein kann er durch zwei bis drei cm breite Gastropoden-Weidespuren unterschieden werden, die neben kleinen, auch im Ponte Bratica-Sandstein auftretenden, punkt- und strichförmigen Erhebungen auf den Schichtunterflächen zu finden sind. Auf den Schichtoberflächen können öfters Strukturen beobachtet werden, die an einen "Wedel-Sandstein" erinnern (?Zoophycus-Bauten). Ein gutes Kennzeichen ist die monotone Wechsellagerung von innen grauen, außen gelbbraun verwitternden Sandsteinbänken mit gelblichen Mergeln. Die Bänke, die öfters "convolute laminations" zeigen und meist gradiert sind, übersteigen dabei kaum fünf cm Dicke, die Mergellagen sind etwa gleichmächtig. Schwankungen bis zu einem m innerhalb der Sandsteinbänke sind keine allzugroße Seltenheit. Durch diesen in zahlreicher Wiederholung erfolgenden Rhythmus ist das Schichtpaket besonders gut geeignet, Gleitbewegungen durchzuführen. So findet man häufig, vor allem nördlich Ceda und im Rio del Tre, viele liegende Falten im Meterbereich übereinandergestapelt. In den als Einschaltungen vor-

handenen, roten und grünen Mergellagen lassen sich ebenfalls schöne Spitzfalten beobachten. Dabei macht jedes Bänkchen die Faltung mit, ohne eine Ruptur erkennen zu lassen. Die Mächtigkeit ist wegen dieser häufigen Faltenbildung nur sehr schwer zu schätzen. Hinzu kommt, daß die Vorkommen in ihrer Größe außerordentlich schwanken. Zahlenwerte, die zwischen 10 und 100 m liegen, sollen nur größenordnungsmäßig einen Hinweis geben. Kontakte des Ostia-Sandsteins zu seinen einhüllenden, tertiären Sedimenten konnten nur an einer Stelle gefunden werden. Nordwestlich von Ceda in unmittelbarer Nähe des Rio dell'Acqua Torta ist ein Liegend-Kontakt zur Kalk-Ton-Serie aufgeschlossen, der tektonisch bedingt sein muß. Von unten nach oben folgt auf die chaotisch ausgebildete Kalk-Ton-Serie ein breites Calcitband, das beide Schichten trennt, darüber eine ca. 30 cm breite, tektonisch verhärtete Zone innerhalb des Ostia-Sandsteins und danach sein normales Sedimentationsbild. Dieser Aufschluß beweist sehr schön, daß die unteren Kontakte einer olistholithischen Einschaltung tektonisch angelegt sind.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

a) Normal ausgebildet liegt der Ostia-Sandstein als eine äußerst feinkörnige, fossilleere, lithische Grauwacke mit viel detritischem, feinfilzigem Bindemittel vor (Übergang zu Siltstein).
   Mineralbestand: Quarz, Muskowit, etwas Pyrit, Calcit, Zirkon und opake, organische Substanz in Schlieren angeordnet.
   Korngröße: 0,01 - 0,07 mm
   Abrundungsgrad: Die Quarze sind generell eckig. Das sagt aber über die Dauer des Transportes nichts aus, da nach W. E. TRÖGER (1955) Quarzdetritus unter 0,1 mm Korngröße auch bei längerem Transportweg splittrig bleibt.
   Sortierung und Klassierung: Sehr gut.

b) Zur Altersbestimmung konnten dünne, grünblaue oder auch helle Kalke verwandt werden, die in die normale Sedimentation hin und wieder eingeschaltet sind.
   Fauna: Heterohelix sp., Ticinella sp., Globigerinella sp., Pithonella ovalis KAUFMANN, Rugoglobigerina sp., umkristallisierte Radiolarien.
   Die Formen, die relativ klein sind, stellen auf alle Fälle ein Kreide-Alter für den Ostia-Sandstein sicher. Wahrscheinlich handelt es sich um einen Zeitraum, der vom oberen Alb bis zum unteren Turon reicht. Diese Bestimmung wird durch Angaben aus dem Taro-Tal von K. H. SCHULZE (1964) gestützt, der in einer Einschaltung von Schiefern mit Kalkbänken innerhalb des Ostia-Sandsteins eine unter-cenomane Fauna nachweisen konnte.

2. Schlämmproben erwiesen sich als fossilleer.

3.42 Fazielle Vertreter des Ostia-Sandsteins

Hierzu müssen zwei Schichtstöße gerechnet werden, die im Cedra-Tal auftreten und sich von dem eigentlichen Ostia-Sandstein erheblich unterscheiden. Sie wurden bei der Geländeaufnahme extra auskartiert und sind wegen ihrer tektonischen Position und ihres kretazischen Alters in enger Verbindung mit dem Ostia-Sandstein zu sehen. Am ehesten lassen sie sich mit buntschieferartigen Sedimenten parallelisieren. Von früheren Autoren (F. SACCO 1931) wurden sie zu den "argille scagliose" gerechnet, die aber stratigraphisch tiefer liegen.

Die zwei in diesem Kapitel behandelten Gesteinsgruppen weichen in ihrer Ausbildung wieder voneinander ab. Einmal gibt es an der Mündung des Rio di Molinella in den T. Cedra oberhalb der Hauptstraße ein Gestein, das sich ebenfalls durch eine monotone Wechsellagerung von Sandsteinen mit Mergeln auszeichnet und dadurch eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Ostia-Sandstein aufweist, dessen Farbe jedoch wesentlich dunkler ausfällt. Es sind 5 bis 20 cm dicke Bänke von dunkelgrauen Mergeln, grauen Sandsteinen und Kalken, die außen braun verwittern. Rote und gelbe Farben fehlen ganz. Das tektonische Bild wird von langen, durchgehenden, liegenden Falten beherrscht, kurze Zick-Zack-Falten, die für den Ostia-Sandstein typisch sind, treten zurück. An einer Stelle konnte eine senkrechte Pilzfalte von etwa 10 m Höhe beobachtet werden. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 50 m.

Mikroskopischer Befund:

1. Die Dünnschliffe lieferten entweder fossilleere, feinkörnige, lithische Grauwacken oder dichte Kalke, die manchmal sehr kleine Foraminiferenschalenreste, Heterohelix sp. und Kreide-Globigerinen führten.
2. Die Schlämmproben erbrachten mit Trochamminoides sp., Cyclammina sp., Glomospira sp., Ammodiscus sp., Dendrophrya sp., Rhabdammina sp., Reophax sp., Hyperammina sp., Proteonina sp., und Rzehakina sp. eine reichhaltige Sandschalerfauna. Die Form Rzehakina sp. gibt einen Hinweis auf Campan bis Paläozän.

Zum anderen nimmt der Ostia-Sandstein von Isola cedra-abwärts durch allmähliche Einschaltung von dicken, weißen und grünen Kalken, roten, grünen, violetten, mit Harnischflächen versehenen, schuppigen Mergeln ein derart anderes Aussehen an, daß eine Abtrennung notwendig war. Außerdem kommen noch rot-weiß gestreifte Mergelkalke, Boudinage-Kalke mit grauen und braunen Mergeln, die der Kalk-Ton-Serie gleichen, aber eine Cenoman-Fauna geliefert haben, graue, harte Mergel vom Alberese-Typus und selten Fossilschuttbrekzien vor. Die Typlokalität wäre dafür die Mündung des Rio di Trevignano in den T. Cedra. Fleckenweise wird dabei die normale Sedimentation des Ostia-Sandsteins wieder aufgenommen, an anderen Stellen treten Ähnlichkeiten mit der erstgenannten Abart des Ostia-Sandsteins auf.

Diese Sedimente haben insofern ganz besondere Schwierigkeiten bei der Geländeaufnahme verursacht, als bei Palanzano rote Schiefer der Kalk-Ton-Serie (vgl. Kap. 3.32) und rote Schiefer der faziellen Vertreter des Ostia-Sandsteins ineinandergreifen. In gleicher Weise liegen kalkig-tonige Tertiär- und Kreide-Serien nebeneinander, die man im Aufschlußbild nicht unterscheiden kann. Eine eindeutige Trennung dieser beiden Schichtglieder ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse, der dort nur spärlich vorkommenden Fauna und der unberechenbaren tektonischen Vorgänge ausgeschlossen. Im großen und ganzen sind die roten Mergel von Palanzano als buntschieferartige Sedimente anzusprechen, die dort den Ostia-Sandstein faziell vertreten und als große Linsen innerhalb der eng mit den tertiären Kalken vom M. Fageto verknüpften Kalk-Ton-Serie liegen. Kleinere Inseln der Kalk-Ton-Serie machen sich wohl durch das Auftreten des Petrignacola-Sandsteins I bemerkbar, können aber nicht exakt angesprochen werden. Die Mächtigkeiten der einzelnen Flecken buntschieferartiger Einschaltungen schwanken sicher genauso wie diejenigen des Ostia-Sandsteins und dürften dementsprechend ebenfalls zwischen 10 und 100 m liegen.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe:

Es können vier verschiedene Gesteinstypen erkannt werden.

a) Dichte Kalke, teils fossilreich, teils fossilleer, mit kleinen Quarzsplitterlagen und Schlieren chloritischer Substanz.
   Fauna: Globigerina sp. (Kreide-Formen), Ticinella sp., Globigerinella sp., Thalmanninella sp., Globotruncana sp., Heterohelix sp., Cadosina sp., Pithonella ovalis KAUFMANN, Radiolarien und Schalenreste von Kleinforaminiferen.
b) Glaukonitführende, feinkörnige, fossilleere, lithische Grauwacken oder Siltsteine.
c) Fossilreiche, feinkörnige Kalkarenite mit Heterohelix sp. und zweikieligen Globotruncanenresten. Diese Gesteine sind mit manchen "Streifenkalken" aus dem Caio-Alberese zu vergleichen (vgl. Kap. 3.51).
d) Fossilschuttbrekzien
   Fauna: Praeglobotruncana sp., Globigerinella sp., Thalmanninella sp., Planomalina sp., Ticinella roberti (GANDOLFI), Biticinella ("Anomalina") breggiensis (GANDOLFI), Rotalipora appenninica (RENZ), Rotalipora turonica BROTZEN.
   Der Erhaltungszustand ist gut, Bruchstücke treten kaum auf. Die Formen sind lagig angeordnet und mit Calcit oder chloritischer Substanz ausgefüllt.

2. Schlämmproben

Einerseits tritt mit Hormosina sp., Ammodiscus sp., Trochamminoides sp., Reophax sp., Rhabdammina sp., Nodellum sp., Arenobulimina sp., Haplophragmoides sp., Glomospira sp., Glomospira charoides (JONES und PARKER), Fischzähnen und -schuppen eine schöne Sandschalerfauna auf. Andererseits wurden mit Globigerinella

sp., Pleurostomella sp., Lenticulina sp., Dentalina sp. und Radiolarien Kalkschaler gefunden, die in Form einer Kümmerfauna vorlagen.

Für eine Altersbestimmung kommen nur die Dünnschliffe in Frage. Die dichten Kalke zeigen ein Alb-Cenoman Alter an, die feinkörnigen Kalkarenite liegen im obersten Cenoman bis Turon (oder jünger) und die Fossilschuttbrekzien überstreichen aufgrund ihrer Sekundär-Fauna den größten Zeitraum (Alb bis Unter-Turon), wobei aber nur die jüngste Form, die vom oberen Cenoman bis zum Unter-Turon reichende Rotalipora turonica BROTZEN, maßgebend ist. Mit einiger Sicherheit stellen diese Gesteine cenomane bis unter-turone Bildungen dar, die der Buntschiefer-Serie (K. J. REUTTER 1961) entsprechen. In diesen Rahmen paßt nicht das Auftreten von Rzehakina sp., die nach V. POKORNY (1958, S. 180) vom Campan bis zum Paläozän reicht. Da diese Form aber nur einzeln vorkommt, soll ihr keine größere Bedeutung beigemessen werden.

3.5 Der Caio-Alberese und seine Liegend- und Hangend-Anteile

Morphologisch erhebt sich im Bratica- und Cedra-Tal über allen vorhergenannten Serien eine mächtige, vorwiegend nach NE abtauchende, allochthone Gesteinsplatte, die ein Kreide- bis Paläozän-Alter besitzt und deren Überschiebungsgrenze auf einer Länge von ca. 20 km bei der Kartierung verfolgt werden konnte. Im Liegenden, d. h. auf überkippten Schenkeln zusammengeklappter Mulden des Caio-Alberese treten polygene Brekzien und Serpentinite auf, die an der normalen Basis, direkt oberhalb der Überschiebungsgrenze nirgends bekannt geworden sind. Darüber folgt die mächtige, in drei verschiedene Abteilungen gliederbare Flysch-Serie des Caio-Alberese, die im Hangenden bei Tizzano von einer paläozänen Schichtfolge bedeckt wird. Alle drei Gesteinsgruppen haben das Bratica-Tertiär und die darin eingeschalteten Kreide-Olistholithe überfahren (vgl. Kap. 4.3) und bilden als eine geologische Einheit deren tektonische Bedeckung. Sie stellen die dritte größere Einheit dar, die ebenso wie das Teritär des Bratica-Tales und die Kreide-Olistholithe letzten Endes auf den autochthonen Mergeln von Marra ruht.

3.51 Caio-Alberese

Da die polygenen Brekzien und Serpentinite, die an sich stratigraphisch tiefer als der Caio-Alberese liegen, ihm durch tektonische Komplikationen gemeinsam mit losgerissenen Caio-Anteilen auflagern und für die Beschreibung die Abfolge im Gelände weiterhin beibehalten werden soll, wird zuerst der Caio-Alberese näher erläutert.

Von früheren Autoren wurde der Caio-Alberese, der im Bratica- und

Cedra-Tal als außerordentlich auffallendes Element direkt über verschiedenen Gliedern des Tertiärs liegt, meistens in das Eozän gestellt und als stratigraphisch Hangendes der darunterliegenden Serien angenommen. Die weitreichende Überschiebung an seiner Untergrenze wurde völlig übersehen und statt dessen von den Anhängern der Deckentheorie im Sinne G. STEINMANNs (1907) eine tektonische Trennfläche an den sedimentären Übergang zwischen Caio-Alberese und polygenen Brekzien gelegt, weil man die überkippte Lagerung nicht erkannte. So parallelisierte ihn R. B. BEHRMANN (1936) mit den Kalken von Groppo del Vescovo, die am M. Fageto eine große Verbreitung finden und tatsächlich dem Eozän angehören. Er betrachtete ihn dabei als höchste autochthone Einheit seines toskanischen "Parma-Tal-Fensters" innerhalb der Liguriden. R. GHELARDONI (1961) beging ähnliche Fehler, da er den öfters im Liegenden des Caio-Alberese auftretenden Petrignacola-Sandstein für kretazisch hielt und so bei der Annahme eines sedimentären Überganges leicht zu einem tertiären Alter für den Caio-Alberese kommen konnte. Die Unterstützung dieser Argumentation mit Hilfe des in der Publikation der AGIP MINERARIA (1961) abgebildeten Dünnschliffes PPR 2 ist insofern nicht ganz überzeugend, als den beigegebenen Geländeprofilen nicht zu entnehmen ist, von wo dieser Schliff genau stammt. Da er, wie aus dem Säulenprofil der paläontologischen Zusammenfassung von C. PIRINI (1961) hervorgeht, der Basis des Caio-Alberese entnommen sein soll, liegt die Vermutung nahe, daß die abgebildeten Globorotalien nicht in den Caio-Alberese, sondern in die dort ebenfalls auftretende Kalk-Ton-Serie gehören. Eine Gleichstellung der Kalke von Groppo del Vescovo mit dem Caio-Alberese, wie es auch F. SACCO (1931) getan hat, ist wegen erheblicher petrographischer und faunistischer Unterschiede nicht möglich. Beide Gesteinstypen gehören zwar der im Nord-Apennin weitverbreiteten Alberese-Fazies an und täuschen dadurch eine gewisse Ähnlichkeit vor, können aber auf keinen Fall als dieselbe lithostratigraphische Einheit gelten. Da bei den eingehenden Untersuchungen zahlreicher Dünnschliffe an keiner einzigen Stelle in dem Caio-Alberese eine tertiäre Fauna gefunden werden konnte, im Gegenteil nur Ober-Kreide-Formen nachzuweisen waren, muß dieser Schichtkomplex als allochthone Kreidescholle gedeutet werden. Obwohl die Fauna sicher resedimentiert wurde, bleibt als stichhaltige Annahme nur ein Kreide-Alter übrig, da man sonst wenigstens einige für das Tertiär charakteristische Foraminiferen hätte finden müssen. Diese Einstufung in die Kreide bezieht sich auf die mächtigen unteren zwei Abteilungen, während in den obersten Partien durchaus ein Übergang in das Tertiär vorliegen kann. Durch F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963, S. 194) werden diese Ergebnisse gestützt, die beide ebenfalls für ein Kreide-Alter plädieren: "Solo rare spoglie di Inoceramus infatti e la presenza di qualche Globotruncana ci indicono a pensare che parte della serie flyschioide possa essere di età supracretacica".

Durch die hervorragenden Aufschlüsse des Caio-Alberese im Cedra-Tal und auch in der Umgebung von Musiara bis nach Tizzano hin und durch seine vorwiegend ruhige Lagerung erhält man in die Abfolge dieser Flysch-Serie einen Einblick, wie man ihn sonst wohl kaum geboten bekommt. Obwohl die Serie auf den ersten Blick kolossal monoton aus-

sieht, so sind doch ganz bestimmte Charakteristika zu verfolgen, die eine Untergliederung in drei verschiedene Abteilungen rechtfertigen. Diese drei Ausbildungsarten werden im folgenden nach Typuslokalitäten als "Typ Groppo d'Agna", "Typ M. Caio" und "Typ M. Rotondo" bezeichnet. Sie unterscheiden sich vor allem durch den Sedimentationsrhythmus und den nach oben zugunsten von Kalkbänken zurücktretenden Sandgehalt. Der Typ Groppo d'Agna, der an der gleichnamigen Bergnase in prachtvoller Weise aufgeschlossen ist und der die Ablagerung des Caio-Alberese eröffnet, zeichnet sich durch einen regelmäßigen Sedimentationsablauf aus. Von der Basis, die durch die Überschiebung tektonisch deformiert wurde, soll dabei abgesehen werden. Sie ist z. B. südöstlich Cascinelle aufgeschlossen und liefert neben einem eindeutig tektonischen Kontakt zwischen Caio-Alberese und Petrignacola-Sandstein III im Rio della Piella einen guten Beweis für die tektonische Überlagerung des Bratica-Tertiärs durch den Caio-Alberese.

Von allen drei Typen ist der Typ Groppo d'Agna am charakteristischsten für eine Alberese-Sedimentation. Die durchschnittliche Bankmächtigkeit beträgt ca. fünf m. In den Bänken ist ein "graded bedding" zu beobachten. Die Folge beginnt mit dunkelblau-grauen, außen braun verwitternden Kalksandsteinen, die an den Schichtunterflächen "flute-" und "load-casts" zeigen. Dann entwickeln sich daraus durch abnehmenden Sand- und zunehmenden Kalk- und Ton-Gehalt dunkelblau-graue Mergel, die nach oben hin immer feinkörniger werden, hellgrau bis gelb verwittern und dabei in grobe Scherben zerfallen. Vielfach führen diese Mergel Weidespuren von Helminthoidea labyrinthica HEER, sowie Freßbauten von Chondrites sp.. Danach wiederholt sich dieses Spiel in beinahe kaum zu überbietender Monotonie unzählige Male übereinander. Als Varianten schalten sich nur an manchen Stellen dünne, hellgraue Kalkbänke ein. Insgesamt erreicht der Typ Groppo d'Agna eine Mächtigkeit von über 1000 m. Dabei ist er besonders gut im Cedra-Tal zu verfolgen, wo bei M. Castello, Sasso und M. Cornata riesige Steilabfälle gebildet werden, die diesen äußerst regelmäßigen Sedimentationsablauf gut erkennen lassen.

Das Bild des sich nach oben hin anschließenden Typs M. Caio ist wesentlich heterogener. Kennzeichnende Lokalitäten dafür wären der M. Caio selbst, der M. Castione oder auch der tiefe Einschnitt des T. Parmossa auf der Höhe von Molino Rosati. Die gradierten Bänke werden immer mächtiger, 10 m Höhe werden öfters erreicht, gleichdicke Mergellagen schalten sich dazwischen. Dazu gesellen sich bis zwei m mächtige, hellgraue Kalkbänke, die im Hangenden immer häufiger werden und die die gradierten Bänke mit den sandigen Basislagen allmählich verdrängen. Dünne Kalk- und Mergelbänke und vor allem ca. ein m dicke "Streifenkalke" kommen hinzu. Diese "Streifenkalke", die als feinkörnige, fast reine, fossilreiche Kalkarenite mit Feinschichtung anzusprechen sind, kennzeichnen den Typ M. Caio besonders gut und grenzen ihn gegen den Typ Groppo d'Agna ab. Sonst ist die Unterscheidung natürlich schwer, da man auf große Aufschlüsse angewiesen ist, die das unruhige Sedimentationsbild richtig zu beurteilen gestatten. Die Schichtgrenze zwischen Typ Groppo d'Agna

und Typ M. Caio ist deshalb in der geologischen Karte nur als vermutet eingezeichnet und soll lediglich verdeutlichen, daß erkennbare Unterschiede vorhanden sind, die nach oben bzw. unten immer krasser werden. Der Grenzbereich zwischen beiden Ausbildungsarten ist relativ breit, da sich der Wechsel in der Sedimentation von regelmäßig zu heterogen allmählich vollzieht. Die Endprodukte sind stark voneinander verschieden, so daß eine Abtrennung die vorhandenen Unstimmigkeiten klar herausstellt.

Am besten läßt sich der dritte und stratigraphisch höchste Typ von den vorhergenannten unterscheiden. Denn hier treten keine gradierten Bänke mehr auf, die sandige Komponente ist bis auf einen ganz selten vorkommenden, plattigen Sandstein völlig vom Bild verschwunden. Dafür herrscht eine lebhafte und unruhige Wechsellagerung von Kalken, Mergeln und "Streifenkalken" vor, die vorwiegend einen hellen Farbton tragen. Diese Ausbildungsart, die an der Straße von Tizzano nach Musiara sehr gut aufgeschlossen und nach dem dort in der Nähe liegenden M. Rotondo benannt ist, weicht von dem charakteristischen Bild eines Alberese erheblich ab. Der M. Rotondo selbst wird noch von der letzten, dicken, gradierten Bank des Typs M. Caio eingenommen, so daß er als namengebende Lokalität ungeeignet erscheint. Da sich aber im Gebiet dieser hellen Kalk-Mergel-Folge kein größerer Berg findet und diese Sedimentation unmittelbar nördlich des M. Rotondo einsetzt, wurde dennoch jene Bezeichnung gewählt. Die Mächtigkeit der gesamten Flysch-Folge des Caio-Alberese läßt sich an Hand von Profil 3 mit über 2500 m angeben, wobei der Typ M. Caio etwa 1200 m und der Typ M. Rotondo ca. 300 m einnehmen. Der Rest entfällt auf den Typ Groppo d'Agna. Diese außerordentlich hohen Angaben lassen zuerst tektonische Komplikationen vermuten. Trotz intensiver Suche wurden aber im Caio-Alberese in dem durch Profil 3 wiedergegebenen Gebiet bis auf eine kleine Faltenbildung am Groppo Ferniana keine tektonischen Phänomene beobachtet, die diese Angaben reduzieren könnten. Auch im Cedra-Tal, wo der Caio-Alberese in sieben km Länge und durchschnittlich 500 m Höhe sehr gut aufgeschlossen ist, kann man eine einzelne Bank über weite Strecken hin verfolgen, ohne auch nur eine Verbiegung oder Störung zu bemerken. Die gleiche Beobachtung ist auf dem nach NE abkippenden Dach möglich. Besonders schön machen sich dabei sehr mächtige, hellgrau-blau verwitternde Mergelrippen bemerkbar, die an der Basis Kalksandsteinlagen führen und von Casa Nuova im N bis nach C. Ferrari im SE des Gebietes (Entfernung sieben km) verlaufen. Sie kennzeichnen die Obergrenze des Typs M. Caio und reichen in den Tälern des T. Parmossa und T. Bardea weit nach NE, dagegen springen sie auf den Bergen, z. B. am M. Rotondo, oberhalb Capriglio oder bei S. Michele nach SW zurück, da das Schichteneinfallen mit der Hangneigung in etwa parallel läuft.

Daraus geht hervor, daß es sich tatsächlich um eine sehr mächtige, ruhig liegende Gesteinsplatte handelt. Diese Beobachtungen sollen aber nicht dazu verleiten, dem Caio-Alberese jegliche Reaktion auf tektonische Beanspruchungen abzusprechen. Gerade das Gegenteil ist der Fall. Denn an anderen Stellen, so am M. Cervellino

(H. MARKWICH 1964), bei Carzaga oder Selvanizza und auch sonst an vielen Punkten im Nord-Apennin kommen liegende Mulden vor, deren Bänke tütenförmig ineinanderstecken und auf deren überkippten Partien die älteren Anteile in Form von Brekzien und Ophiolithen angetroffen werden. Eine Faltung, die im Umkreis von einem km wieder verebbt, läßt sich an der Costa del Dragolare feststellen. Die Faltenbreite erreicht dabei über 60 m, der obere Schenkel knickt spitzwinklig ab, während der untere ein schönes Knie bildet (vgl. Profil 2). Um so erstaunlicher ist es, daß der Caio-Alberese in weiten Arealen trotz seiner leichten Verformbarkeit fast vollkommen ungestört liegt, zumal diese Gesteinsplatte eine gewisse Überschiebungsweite zu verzeichnen hat und alle sonstigen Schichtglieder stark tektonisch beansprucht worden sind. Zusammenfassend läßt sich das Sedimentationsgeschehen etwa folgendermaßen darstellen, wenn man, ohne daß hierzu näher Stellung genommen werden soll (vgl. Kap. 6.0), die "turbidity currents" für die Entstehung der mächtigen, gradierten Bänke als Vergleich hinzuziehen will: Im Groppo d'Agna kommt es zu einer regelmäßigen Turbidit-Sedimentation. Die einzelnen Trübströme sind etwa gleich groß. Während der Bildung des Typs M. Caio wird ebensoviel Material sedimentiert, nur in größeren Abständen, so daß die einzelnen Turbiditbänke wesentlich mächtiger ausfallen. Dazwischen schalten sich dicke Kalk- und Mergelbänke. Die Aktivität der Trübströme läßt nach oben langsam nach, so daß im Typ M. Rotondo nur noch eine normale Kalk-Mergel-Sedimentation vor sich geht.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Bei den drei verschiedenen Ausbildungsarten des Caio-Alberese können jeweils mehrere Gesteinstypen unterschieden werden, die hier zusammengefaßt dargestellt sind.

a) Feinkörnige, lithische Grauwacken mit teils sehr viel detritischem Bindemittel, die den Basislagen der gradierten Bänke entstammen.
   Fauna: Oligostegina sp., Reste von Kleinforaminiferen, Schwammnadeln, Lithothamniumbruchstücke, teils fossilleer.
   Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Glaukonit, Calcit, Plagioklas, Biotit, Chlorit, Zirkon, Pyrit, opake, organische Substanz in Schlieren.
   Bindemittel: Feinfilzig, detritisch.
   Abrundungsgrad: Schlecht.
   Korngröße: 0,05 - 0,2 mm.
   Sortierung: Meist gut. Klassierung: Gut.
b) Spongiolithe. Diese Gesteine bestehen fast nur aus Schwammnadeln.
   Fauna: Sehr viele Schwammnadeln, daneben Radiolarien, agglutinierte Foraminiferen, Globigerina sp., Discorbidae, Globotruncanenreste, Echinodermenbruchstücke.
   Mineralbestand: Quarz, Calcit, Muskowit, Glaukonit, Biotit, Zirkon, Pyrit, opake, organische Substanz.

Bindemittel: Feinfilzig, detritisch.
Abrundungsgrad: Schlecht.
Korngröße: 0,02 - 0,3 mm.
Sortierung und Klassierung: Gut.

c) Feinkörnige, fossilreiche Kalkarenite, teils als "Streifenkalke" mit einer Feinschichtung versehen.
Fauna: Globotruncana rugosa (MARIE), Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN, Globotruncana lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU), Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT), Bulimina reussi MORROW, Globigerina sp., Heterohelix sp., Oligostegina sp., Discorbidae, Textulariidae, Cadosina sp., Pithonella ovalis KAUFMANN, Lithothamniumreste, Radiolarien, Schwammnadeln.
Mineralbestand: Calcit, Quarz, Muskowit, Plagioklas, Biotit, Chlorit, Glaukonit, Zirkon, Hämatit, Turmalin.
Bindemittel: Feinfilzig, detritisch, teils zu Calcit rekristallisiert.
Abrundungsgrad: Schlecht.
Korngröße: 0,02 - 0,3 mm, die Foraminiferen sind im allgemeinen größer als die Mineralkörner.
Sortierung: Meist gut. Klassierung: Gut.

d) Dichte Kalke.
Fauna: Heterohelix sp., Globigerina ?infracretacea GLAESSNER, Oligostegina sp., Pithonella ovalis KAUFMANN, Radiolarien, teils fossilleer.
Mineralbestand: Öfters sind Quarz- oder Calcitkörner teils lagig, teils in Nestern angeordnet zu beobachten.

Dem Typ Groppo d'Agna fehlen die feinkörnigen, fossilreichen Kalkarenite, dem Typ. M. Rotondo die lithischen Grauwacken und Spongiolithe. Die dichten Kalke kommen im ganzen Caio-Alberese vor, treten aber erst in den oberen Partien besonders in Erscheinung. Im Typ M. Caio sind alle vier Gesteinsgruppen vertreten, so daß auch durch diese Aufstellung die Unterschiede der drei Gruppen und die vermittelnde Stellung des Typs M. Caio deutlich sichtbar werden.

2. Schlämmproben

Die Schlämmproben enthielten mit Bathysiphon sp., Ammodiscus sp. Reophax sp., Haplophragmoides sp., Proteonina sp., Trochamminoides sp., Lituotuba sp., ?Glomospirella sp. und Massen von plattgedrückten, teils pyritisierten, stabförmigen Sandschalern nur agglutinierte Formen. Etwas eigenartig ist das Auftreten von ?Glomospirella sp., einer Übergangsform zwischen Glomospira sp. und Ammodiscus sp., die nur im Ober-Karbon vorkommen soll. V. POKORNY (1958, S. 177) macht aber darauf aufmerksam, daß der Diagnose von Glomospirella sp. entsprechende Formen auch im paläogenen Flysch der alpinen Geosynklinale zu finden sind, so daß der Typ M. Rotondo aus dem diese Form stammt, eventuell schon in das tiefste Alt-Tertiär hineinreichen kann. Von dieser etwas fragwürdigen Form abgesehen, kommen für die Altersbestimmung nur die Dünnschliffe in Frage.

Der Typ Groppo d'Agna enthält mit Oligostegina sp. und Globotruncanenresten nur allgemeine Hinweise auf Ober-Kreide. Er ist der fossilärmste von den drei Caio-Alberese-Typen. Der M. Caio gestattet mit Hilfe seiner fossilreichen "Streifenkalke" die relativ genauesten Angaben. Danach liegt unter der Berücksichtigung der auch hier wieder wahrscheinlichen Resedimentationsvorgänge, die ältere Formen als umgelagert erscheinen lassen, ein Campan-Maastricht-Alter vor. Eine gleiche Alterseinstufung läßt sich auch für den Typ M. Rotondo durchführen, wenn man von dem Vorkommen von ?Glomospirella sp. absieht. Anhaltspunkte für ein tertiäres Alter liegen sonst aus dem Caio-Alberese nicht vor. Diese Bestimmungen, die sich mit den neueren Untersuchungen von anderen Autoren (K. J. REUTTER 1961, C. W. SAMES 1963 u. a.) in ähnlichen Straten decken, geben keinen Hinweis auf die Untergrenze des Caio-Alberese, da der Typ Groppo d'Agna nur eine nicht näher zu bestimmende Fauna enthält. Wahrscheinlich beginnt die Sedimentation dieser Flysch-Serie im Turon und schließt sich damit an die Buntschiefer-Serie an, die in das Turon hinaufreicht.

Der Übergang des Caio-Alberese zu den stratigraphisch tieferen polygenen Brekzien und Serpentiniten wird durch ein Konglomerat gebildet, das an einer einzigen Stelle oberhalb der Cedra-Brücke bei Selvanizza gefunden werden konnte. Das Konglomerat, dessen einzelne Komponenten sich nicht berühren, sondern durch viel Bindemittel voneinander getrennt sind, enthält grüne und graue, fossilleere Kalke, die den Kalken aus dem Ostia-Sandstein ähnlich sehen, Kalksandsteine und Bestandteile, die aus den daraufliegenden Serien stammen. Der Schliff 486a zeigt z. B. einen Ophicalcit. In einem Pflastergefüge von Calcit sitzt nesterartig Magnetit, der manchmal chromitreiche Kerne aufweist und von einem Chlorit- und Serpentinsaum umgeben wird. In einem anderen Dünnschliff (939) kann man den Übergang zwischen feinkonglomeratischen und sandigen Partien erkennen. Die sandigen Anteile weisen sehr viele Schwammnadeln auf, die feinkonglomeratischen zeigen Quarz, Plagioklas, chloritisierten Biotit, Serpentin, Mikroklin, große Zirkone und Glaukonit, daneben als Gesteinsreste Serpentinitstückchen, Plutonit-, Vulkanitreste, Siltsteine und grobkristalline Kalke. Der Übergang zwischen der groben und der feinen Lage geht dabei abrupt vor sich. Da dieses Konglomerat überkippt liegt, geht es nach unten in normale Mergel des Caio-Alberese über. Nach oben ist der Kontakt zu den daraufliegenden polygenen Brekzien und Serpentiniten verschüttet. Die Entstehung läßt sich schwer erklären. Falls die gradierten Bänke des Caio-Alberese durch "turbidity currents" gebildet sein sollten (vgl. Kap. 6. 0), ist die Deutung als Transgressionskonglomerat nicht möglich. Eher wäre es denkbar, daß der erste Trübstrom die Konglomeratkomponenten aus dem Untergrund aufgenommen und weiter verfrachtet hat. Nachdem der Trübstrom zum Stillstand gekommen ist, haben sich die größeren Brocken zuerst abgesetzt und liegen nun an der Basis der Turbiditbank. Die Erklärung wird dadurch gestützt, daß an anderen Stellen mehrere, an der Basis Konglomerate führende Ober-Kreide-Alberesebänke übereinanderliegen und auf Argille scagliose folgen, so daß das Konglomerat auf keinen Fall als Transgressionshorizont gedeutet werden kann.

3.52 Polygene Brekzien

Der Name für dieses Schichtglied ist insofern nicht ganz korrekt, als es sich dabei nicht nur um brekziöse Bildungen handelt. Andere Autoren, z. B. F. SACCO (1931), setzten hierfür den Namen "argille scagliose" ein. Diese Bezeichnung ist noch unzutreffender, da eigentliche tonige Partien ganz selten zu finden sind und die echten Argille scagliose völlig anders aussehen. In erster Linie sind es polygene Brekzien, die sich ganz normal auf die kopfstehenden Anteile des Caio-Alberese bei Carzaga und Pratopiano legen. Ein weiteres Vorkommen befindet sich hauptsächlich westlich des Rio del Marmo, bildet eine riesige "badland"-Landschaft und schließt sich sedimentär an die überkippten Bänke des zwischen C. Zumarra und M. Guardia gelegenen Berges (980 m) an. Alle diese invers liegenden Muldenflügel des Caio-Alberese sind von seiner eigentlichen Hauptmasse durch tektonische Flächen getrennt, so daß ein direkter Zusammenhang zwischen den polygenen Brekzien und der 2500 m mächtigen Flysch-Folge nicht gegeben ist. Aus Analogiegründen zu anderen Lokalitäten und aufgrund der Ähnlichkeiten dieser überkippt liegenden Alberese-Serien mit dem Caio-Alberese müssen die polygenen Brekzien dennoch als seine sedimentäre Unterlage angenommen werden. Das äußere Bild der polygenen Brekzien ist sehr bunt. In einer grünlichen, aus zusammengebackenem Serpentinitgrus bestehenden Grundmasse sitzen helle Kalke, rote Radiolarite, dunkle, splittrige Mergel, grüne und rote, mergelige Kalke, rot-graugestreifte Aptychen-Kalke, diverse Plutonite, meist Granite und Serpentinite, und Metamorphite. Im Zwischenmittel finden sich außer Serpentinit auch mergelige Partien und feiner Schutt, der sich aus allen vorhergenannten Komponenten zusammensetzt. Der Zusammenhalt ist nicht besonders gut. Die einzelnen Stücke lassen sich leicht herauslösen. Da das Gestein außerdem keinen fruchtbaren Boden abgibt, bilden sich schnell "badlands".

Der mikroskopische Befund von einigen charakteristischen Komponenten zeigt folgendes Bild:

Schliff 49: Dichter Kalk mit Heterohelix sp., Globigerinella sp., ?Praeglobotruncana sp., ?Ticinella sp., Pithonella ovalis KAUFMANN.

" 103: ?Tuff. In einem kryptokristallinen Quarz-Feldspat-Gemenge liegen vollkommen unregelmäßig verteilt Calcit, Quarz, Muskowit und Erz. Das Gestein weist eine Feinschichtung auf, ist auffallend leicht und von Poren durchsetzt.

" 353: Ophicalcit. Nesterartig angeordneter Chromit (teilweise mit Serpentinsaum), Chlorit (z. T. als Pennin), und Quarz mit Mörtelstruktur sitzen in einem teils feinschuppigen, teils grobkristallinen Gefüge von Calcit.

" 363: Tektonisch überprägter Granodiorit. Plagioklas (Albit),

Quarz, Orthoklas, Biotit mit Apatiteinschlüssen, Epidot, Titanit, Mikroklin, Serpentin, Chlorit, Zirkon und Erz bilden teils ein holokristallines Gefüge, teils brekziöse Partien.

476a: Kalkarenit mit Lenticulina sp., anderen Kleinforaminiferen, Calpionella alpina LORENZ und Echinodermenresten. Das Gestein besteht gut zur Hälfte aus Calpionellenkalken.

" 476c: Granit mit Plagioklas, Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Biotit mit Einschlüssen von Apatit und Zirkon, (pleochroitische Höfe), Epidot und Chlorit. Myrmekitische Verwachsung: Der Plagioklas greift buchtenförmig in den Mikroklin hinein, in den Buchten sitzt Quarz in stengeliger Form.

" 476d: Granitoides Mobilisat mit biotitreichem Restbestand, Gneisanatexit.

" 476g: Quarzdiorit.

" 692: Serpentinitbrekzie. In einem maschenartigen Gefüge von Calcit sitzen Quarz, zersetzte Pyroxene, Chlorit, Biotit, Serpentinitstückchen, Kalke, Radiolarite und Erz.

" 693a: Dichter Kalk mit vielen umkristallisierten Radiolarien. Diese Kalke gleichen den Palombino-Kalken oder auch den Rio-Zerbio-Kalken (K. H. SCHULZE 1964) und gehören in das Neokom.

" 1026c: Biotit-Granat-Gneis. Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit, der teilweise chloritisiert ist und pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse zeigt, Granat, Muskowit und Apatit bilden eine Paralleltextur.

" 1026e: Serpentinit mit Chromiteinschlüssen.

" 1028a: Dichter Kalk mit Radiolarien und Stenosemellopsis hispanica (COLOM).

" 1034: Granitmylonit. Neben Partien mit richtungslos körnigem Gefüge sind brekziöse Stellen zu erkennen, die aus Quarz- und Feldspatdetritus bestehen und bahnenförmig das Gestein durchziehen.

Außer diesen Brekzien findet man noch untergeordnet grob- und feingeschichteten Serpentinitgrus mit grüngrauen Mergel-Zwischenlagen, völlig zerbröckelten Serpentinitschutt, der von zahlreichen Calcitklüften durchdrungen wird, graugrüne, glimmerreiche Sandsteinbänke, graugrüne Schiefer mit Boudinage-Kalken und fest verbackene Serpentinitschuttbrekzien, die größere Flächen einnehmen können, Kalkbrokken enthalten, Kalkspat und Asbest auf Klüften führen und sich von den erstgenannten Brekzien durch ihre Eintönigkeit und viel höhere Härte unterscheiden. Petrographisch gleichen sie dem Schliff 692. Über die Mächtigkeit dieser heterogenen Serie können keine exakten Angaben gemacht werden, da nirgends ein generelles Einfallen, sondern nur weite Schuttareale vorhanden sind. Aufgrund der Größe der Vorkommen sind 100 m und mehr nicht ausgeschlossen. Die zeitliche Einstufung läßt sich aus den Kalkareniten bzw. den dichten Kalken ableiten. Der große Radiolarienreichtum spricht neben den Calpionellenfunden allge-

mein für ein Ober-Jura bis Unter-Kreide-Alter. Schliff 49 weist auf Alb-Cenoman hin. Da die Komponenten der Brekzien älter als die Brekzienbildung selbst sein müssen, ist ein bis in das Turon reichendes Alter gut möglich. Damit entsprächen die polygenen Brekzien der Buntschiefer-Serie von K. J. REUTTER (1961).

3.53 Serpentinit

Als kleine Kuppen liegen die Serpentinite inmitten der polygenen Brekzien. Da sie sehr charakteristisch sind, wurden sie schon von vielen Autoren aus dem ganzen Nord-Apennin beschrieben. Sie fallen besonders durch ihre grünschwarze Farbe und das Zurücktreten der Vegetation auf. Abgesehen von wenigen, winzigen Flecken sind nur zwei Vorkommen wichtig. Das eine liegt südöstlich Pratopiano bei Punkt 648 und das andere genau nördlich des Elektrizitätswerkes von Selvanizza. Es handelt sich nur um kleine Massen, die sich aber doch petrographisch voneinander unterscheiden. Der Serpentinit bei Punkt 648 ist fest, griffig und fällt durch seinen Reichtum an großen Bronzitkristallen auf, die in der Sonne ein nettes Farbenspiel hervorrufen. Unter dem Mikroskop (Schliff 96) erkennt man den typischen Maschenserpentin, der sich aus Olivin unter Ausscheidung von Maghemit bildet, daneben Klinopyroxen, Chromit, etwas Biotit, Plagioklas (55 - 60 % An) und Bronzit. Der Bronzit enthält streifen- und spindelförmige Entmischungslamellen von Augit. Diese Entmischungslamellen nach (100) verlaufen zur Spaltbarkeit nach $\{110\}$ schräg, da der Kristall schief geschnitten ist. Dem Gestein nach wäre es ein Serpentinit lherzolithischen Typs. Das andere Vorkommen ist stark zerklüftet, zerbröckelt, sehr leicht und führt keine Bronzite. Petrographisch besteht es neben Maghemit, Chromit und Chlorit nur aus Serpentin und wäre demnach ein Serpentinit im eigentlichen Sinne. An der geometrischen Anordnung der einzelnen Serpentinfasern und an der Spaltbarkeit kann man ehemalige Olivine und Pyroxene erkennen (Schliff 99).

Die unmittelbar an die Serpentinite grenzenden Lagen der polygenen Brekzien zeigen keinerlei Erscheinungen, die auf eine Kontaktmetamorphose schließen ließen. Der Übergang geht abrupt ohne Marmorisierung, Apophysen oder dergleichen vor sich, er macht einen sedimentären Eindruck. Das Aufdringen der Serpentinite kann demnach nicht jünger als die Brekzienbildung und auch nicht unmittelbar verantwortlich dafür sein. Nach K. GÖRLER und K. J. REUTTER (1964) lassen sich die einzelnen Serpentinitkörper, die mit sedimentären Brekzien so eng verknüpft sind, als Massen deuten, die ursprünglich an submarinen Störungen aufgedrungen und später in die durch das unruhige Relief bedingte, allgemeine Brekzien-Sedimentation hineingerutscht sind. Die Brekzien selbst sind direkt mit den von den obengenannten Autoren aus vielen Bereichen des Nord-Apennins beschriebenen, "grob, nicht oder schlecht geschichteten, gemischten Ophiolith-Sediment-Brekzien" zu vergleichen.

Da die Serpentinite räumlich und auch genetisch so eng verknüpft mit den polygenen Brekzien vorkommen, kann zu ihrer Altersbestimmung die Fauna der Brekzienkomponenten verwandt werden. Danach wären die Serpentinite etwa cenomanen, vielleicht auch turonen Alters. Exakter wären natürlich Bestimmungen, die sich auf Faunen kontaktmetamorph umgewandelter Gesteine gründeten. Aber solche Vorkommen sind im Aufnahmegebiet nicht bekannt geworden.

3.54 Mergel und Sandsteine von Tizzano

Während der Caio-Alberese im E von den konglomeratischen Sandsteinen von Ranzano ("Tongriano") bedeckt wird, geht er im NE bei Tizzano in eine tertiäre Schichtfolge über, die durch rote Mergel an der Basis besonders gekennzeichnet ist. Dieser offenbar sedimentäre Übergang von der Ober-Kreide in das Alt-Tertiär ist bis auf ein Vorkommen nördlich Signatico (G. RICHTER 1964) noch von keiner einzigen anderen Stelle des Nord-Apennins beschrieben worden. Der Caio-Alberese ist demnach nicht nur nach unten, sondern auch nach oben sedimentär verankert. Frühere Autoren, so M. ANELLI (1935) und G. ZANZUCCHI (1963), bezeichneten die Mergel und Sandsteine von Tizzano als "marne rosate", C. W. SAMES (1963) als "Alberese von Beduzzo - Tizzano". Diese Namen sind insofern etwas irreführend, als es sich einmal nicht nur um rötliche Mergel, sondern meistens um gelbbraun verwitternde Sandsteine handelt und zum zweiten keine eigentliche Alberese-Fazies vorliegt. Es wird deshalb der Name "Mergel und Sandsteine von Tizzano" vorgeschlagen.

Der Kontakt zwischen dem Caio-Alberese und den Mergeln und Sandsteinen von Tizzano ist sehr gut an der Straße von Tizzano nach Fontana fredda unterhalb Boschetto zu sehen. Dort folgen auf die mehr oder weniger nach NE abtauchenden, hellen Kalkbänke des Typs M. Rotondo zuerst relativ feingebankte, graue Mergel und Sandsteine und danach ein ziemlich mächtiges Paket roter Mergel, in die Sandsteinbänke und helle Kalke eingelagert sind und die wiederum von grauen Mergeln und Sandsteinen bedeckt werden. Der Übergang scheint sedimentär zu sein, obwohl die letzte Kalkbank des Typs M. Rotondo und die darüberfolgenden Sandstein- und Mergellagen ein bißchen verfaltet sind (vgl. Profil 3). Für einen rein tektonischen Kontakt reicht dieses Indiz aber nicht aus, da keine Calcitbeläge an der Grenzfläche vorhanden sind und auch sonst beide Serien ziemlich ruhig liegen. Die Verfaltung könnte durch das inkompetente Verhalten der roten Mergel erklärt werden, die auf ihrer Unterlage etwas gerutscht sind und dabei die darunterliegende Kalkbank gering verbogen haben. Der Wechsel von der Kreide in das Tertiär wird wahrscheinlich nicht direkt mit dem Einsetzen der roten Mergel erfolgen, sondern innerhalb des Typs M. Rotondo liegen. Dafür sprechen neben ?Glomospirella sp. Tertiär-Faunen, die nördlich von Signatico auf der linken Parma-Talseite in hellen Kalken des Typs M. Rotondo auftreten (G. RICHTER 1964). Die in die roten Mergel eingeschalteten, hellen Kalkbänke ent-

halten zahlreiche Mikrofossilien. Die grauen, harten Sandsteinbänke, die normalerweise bei Tizzano vorherrschen und die die roten Mergel im hangenden Teil der Serie allmählich verdrängen, schwanken in ihrer Mächtigkeit zwischen 5 und 20 cm. Stellenweise können auch drei m Dicke erreicht werden. Sie sind gradiert, zeigen auf den Schichtunterflächen "flute casts" und Freßbauten von Würmern und wechsellagern mit graubraunen Mergeln. Bei Riccavilla konnte eine Fossilschuttbrekzie innerhalb dieser Sandsteine gefunden werden. Die Gesamtmächtigkeit der Serie wird sich auf etwa 300 m schätzen lassen. Diese Angabe bezieht sich nur auf die bis Tizzano anstehenden Teile.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Es lassen sich vier Gesteinsarten unterscheiden.

a) Lithische Grauwacken bzw. Subgrauwacken, die die normale Ausbildung der Sandsteine darstellen.
Fauna: Globigerina sp., meist fossilleer.
Mineralbestand: Viel Quarz, daneben Muskowit, Biotit, Glaukonit, Plagioklas, Orthoklas, Calcit, Chlorit, Granat, Zirkon, opake, organische Substanz.
Gesteinsreste: Kalkbrocken.
Bindemittel: Detritisch, feinfilzig, teils auch chemischer Zement (Calcit).
Abrundungsgrad: Schlecht.
Korngröße: 0,02 - 0,4 mm.
Sortierung und Klassierung: Meist gut, da alle außer Quarz aufgeführten Minerale stark zurücktreten.

b) Fossilreiche, feinkörnige Kalkarenite, die den "Streifenkalken" des Caio-Alberese ähneln.
Fauna: Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN, Globotruncana contusa (CUSHMAN), Globotruncana cf. rugosa (MARIE), Globorotalia (Truncorotalia) sp., Heterohelix sp., Oligostegina sp., Globigerina sp., andere Kleinforaminiferen, Cadosina sp., Lithothamniumreste.
Mineralbestand: Viel Calcit, daneben etwas Quarz, Muskowit, Glaukonit.
Abrundungsgrad: Schlecht.
Korngröße: 0,02 - 0,5. Die Fossilien sind oft größer als die Mineralkörner.
Sortierung und Klassierung: Gut.

c) Fossilschuttbrekzien, die relativ grobkörnig sind und viel Echinodermenschutt enthalten.
Fauna: Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT), Globorotalia (Truncorotalia) sp., Globigerina sp., Discocyclina sp., Discorbidae, Miliolidae, Textulariidae, Großforaminiferenreste, Echinodermen-. Bryozoen-, Lithothamniumreste.
Mineralbestand: Calcit, wenig Quarz, Glaukonit.
Gesteinsreste: Kalkbrocken.

Bindemittel: Detritisch, feinfilzig.
Korngröße: 0,05 - 2 mm.
Sortierung: Gut. Klassierung: Schlecht.

d) Dichte Kalke mit Heterohelix sp.

2. Schlämmproben

Die roten Mergel erwiesen sich als fossilleer, die dunkelgrauen enthielten mit Trochamminoides sp., Ammodiscus sp., Haplophragmoides sp., Turritellella sp. und Fischzähnen nur Sandschaler. In den hellgrauen Mergeln der Probe 744 konnte dagegen mit Globotruncana sp., Globigerinella sp., Heterohelix sp., Globorotalia (Globorotalia) ehrenbergi BOLLI, Globorotalia (Globorotalia) pusilla BOLLI und Globorotalia (Truncorotalia) angulata (WHITE) eine gemischte, kretazisch-tertiäre Fauna gefunden werden, die stratigraphisch in das untere Paläozän gehört (Zone C - D nach A. VON HILLEBRANDT 1962). Damit ist die Altersfrage der Mergel und Sandsteine von Tizzano sehr schön gelöst, so daß für den gesamten Komplex des Caio-Alberese mit seinen Liegend- und Hangend-Anteilen eine vom Cenoman-Turon bis in das Paläozän durchgehende Abfolge angenommen werden kann. Außer dieser Schlämmprobe beweisen auch die Dünnschliffe die weit verbreiteten Umlagerungsvorgänge, die an der Grenze Ober-Kreide - Alt-Tertiär stattgefunden haben müssen.

Weiter nördlich an das Gebiet der Mergel und Sandsteine von Tizzano schließen sich bei Pieve di Tizzano helle, feingebankte Kalke und Mergel, graue, feinkörnige Kalkarenite und dünnplattige, graue Sandsteine in einer ruhigen Lagerung an. Chondriten, Freßbauten von Würmern und "load-casts" auf den Schichtunterflächen deuten darauf hin, daß es sich noch um Flysch-Sedimente handelt. Einige Dünnschliffe zeigen mit Globigerina sp., Globorotalia sp., Miliolidae, Textulariidae, Lithothamniumbruchstücken, Schwammnadeln und teilweise sehr viel Radiolarien ein tertiäres Alter an. Der Zusammenhang mit den Mergeln und Sandsteinen von Tizzano bleibt unklar, da keine Kontakte aufgeschlossen sind. Immerhin bestünde die Möglichkeit, daß hier ein noch jüngeres Schichtglied vorliegt, welches konkordant auf den Mergeln und Sandsteinen von Tizzano ruht. Ähnlichkeiten mit den Kalken von Groppo del Vescovo, die als normales Dach des Caio-Alberese eventuell in Frage kämen, treten allerdings nicht auf.

3.6 Der Cassio-Alberese und seine Liegend-Anteile

Im Laufe der fortschreitenden Untersuchungen fiel auf, daß sich am M. Guardia nordwestlich von Ranzano ein Ober-Kreide-Alberese befindet, der von dem eigentlichen Caio-Alberese durch mächtige, grünblaue Mergellagen und seinen Glaukonitreichtum abweicht. Die unmittelbar darunterliegenden, chaotischen Sedimente ließen sich durch das

starke Zurücktreten ophiolithischen Materials ebenfalls schlecht mit den polygenen Brekzien parallelisieren. Da analoge Bildungen aus dem Baganza-Tal bekannt waren (C. W. SAMES 1963, G. RICHTER 1964), lag die Vermutung nahe, daß es sich am M. Guardia um dieselben Sedimente handeln könnte. Als Indiz für den Cassio-Alberese gelten Konglomerate vom Typ "Salti del Diavolo", die an seiner Basis vorhanden sind. Da einerseits diese Konglomerate in der Frana des Rio del Marmo gefunden wurden, andererseits das äußere Bild des am M. Guardia anstehenden Alberese und seiner Basis mit dem Cassio-Alberese bzw. der Chiastre-Serie (G. RICHTER 1964) übereinstimmt, kann kein Zweifel bestehen, daß hier diese für den nördlichen Fazies-Raum des Nord-Appennins charakteristischen Sedimente vorliegen. Sie legen sich tektonisch auf den Caio-Alberese und werden weiter im E von den konglomeratischen Sandsteinen von Ranzano bedeckt.

Etwas unsicher bleibt die Stellung des sich von Selvanizza bis nach Vezzano hinziehenden und überkippt liegenden Teils eines Ober-Kreide-Alberese (vgl. Kap. 3.52), der auf seinem Rücken im S die polygenen Brekzien trägt, im N von den Molasse-Sedimenten überlagert wird. Da im Handstück Ähnlichkeiten sowohl mit dem Caio- als auch mit dem Cassio-Alberese auftreten und große Aufschlüsse generell fehlen, die allein eine Unterscheidung zwischen diesen beiden Alberesearten zulassen, wird dieser Flügel zum Caio-Alberese gerechnet, weil dies die wahrscheinlichere Annahme ist. Es ist aber dennoch etwas eigenartig, daß dann die überkippt liegende Basis des Caio-Alberese die ganze Abfolge vom Typ Groppo d'Agna bis zu den Mergeln und Sandsteinen von Tizzano auf einer Strecke von ca. 10 km schräg abschneidet und tektonisch überfährt (vgl. Kap. 4.24). Außerdem läßt sich dieser überkippte Teil an Hand der Schliffbilder eher dem mittleren Abschnitt des Caio-Alberese als seiner Basis zuordnen, da die fossilreichen "Streifenkalke" und andere fossilreiche Kalkarenite vorkommen, die sonst im Typ Groppo d'Agna nicht beobachtet wurden. Eine exakte Einordnung innerhalb des Caio-Alberese ist aus diesen Gründen nicht möglich. Auf der geologischen Karte ist er dennoch aus Analogiegründen mit dem sonst an der Basis des Caio-Alberese liegenden Typ Groppo d'Agna ebenfalls als Typ Groppo d'Agna bezeichnet worden. Diese feinen Unterschiede innerhalb der verschiedenen Ober-Kreide-Alberesearten machen bei der Kartierung Schwierigkeiten, sind aber für den großgeologischen Überblick nur insofern wichtig, als sie die Abgrenzung gegen den ligurischen Antola-Alberese klar hervortreten lassen.

3.61 Chiastre-Serie

Im E des Rio del Marmo kommen chaotische Sedimente vor, die durch mehrere Kriterien von den polygenen Brekzien unterschieden werden können. Aus dem Baganza-Tal sind sie von G. ZANZUCCHI (1961) als "flysch argilloso-arenaceo" und von G. RICHTER (1964) als "Chiastre-Serie" beschrieben worden. F. SACCO (1931) bezeichnete sie ganz all-

gemein als "argille scagliose". Der Name "Chiastre-Serie" ist für eine genaue Charakterisierung am besten geeignet, da er an eine Typlokalität gebunden ist und somit Verwechslungen mit den echten Argille scagliose ausschließt.

Die Chiastre-Serie südlich des M. Guardia besteht im wesentlichen aus tektonisch zerkneteten, grüngrauen und roten Mergeln und Schiefern, in die helle und grünliche Kalke eingeschaltet sind. Untergeordnet kommen Serpentinitbrekzien, Echinodermenschuttkalke und vor allem Konglomerate vor, die seitlich in glimmerreiche, plattige Sandsteine übergehen. Der Hauptunterschied zu den polygenen Brekzien an der Basis des Caio-Alberese liegt erstens in der Serpentinitführung. Die polygenen Brekzien führen sehr viel ophiolitisches Material, die Chiastre-Serie dagegen kaum. Zweitens kommen in der Chiastre-Serie Konglomerate und rote Schiefer vor, die beide in den polygenen Brekzien fehlen. Drittens stellt die Chiastre-Serie eine chaotische Kalk-Mergel-Folge dar, während die Sedimente unter dem Caio-Alberese ausgesprochen brekziösen Charakter haben, deren Heterogenität durch die Führung von verschiedenen Plutonit- und Metamorphit-Komponenten besonders betont wird. Der wichtigste Hinweis für die Identität dieser Serie mit Bildungen, die sich an der Basis des Cassio-Alberese im Baganza-Tal finden lassen, ist neben den Echinodermenschuttkalken ein Konglomeratblock, der inmitten der riesigen "badland"-Landschaft des Rio del Marmo auf etwa 850 m Höhe gefunden werden konnte und der den Konglomeraten von "Salti del Diavolo" gleichzusetzen ist. Als Hauptkomponenten kommen grüne, kieselige Kalke, daneben helle und grüne, weiche Kalke, Quarze, Granite, Quarzporphyre und Spilitreste vor. Der Sedimentgesteinsanteil überwiegt dabei bei weitem. Der Konglomeratblock ist etwa drei m^3 groß, seine Komponenten erreichen einen Durchmesser von maximal fünf cm. Das Bindemittel ist calcitisch. Die Gesamtmächtigkeit der Chiastre-Serie wird sicher über 100 m betragen. Genauere Angaben lassen sich wegen des chaotischen Zustandes nicht machen.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

   Zur Altersbestimmung eigneten sich relativ grobkörnige Echinodermenschuttkalke, die teilweise viel Gesteinsreste enthalten und für die Chiastre-Serie sehr kennzeichnend sind.

   Fauna: Hedbergella trocoidea (GANDOLFI), Orbitolina sp., Discorbidae, Nodosariidae, Textulariidae, Echinodermen-Mollusken-, Lithothamnium-, Aptychenreste, Schwammnadeln.

   Als Gesteinsreste kommen Kalke mit Radiolarien, Kalke mit Milioliden, Kalke mit Calpionella alpina LORENZ, Glimmerquarzite, Vulkanitreste und die serpentinisierte Grundmasse von Pillowlaven vor. Das Bindemittel ist calcitisch, die Körner sind teils gut gerundet und erreichen einen Durchmesser von 2 mm.

Die normalen Kalke der Chiastre-Serie sind fossilfrei oder enthalten nur umkristallisierte Radiolarien.

An einer Stelle konnte ein Variolith gefunden werden. Er zeigt radial-strahlig oder auch arboreszent angeordnete Plagioklase, daneben Amygdalen und Variolen, die konzentrisch bzw. radial mit Chlorit gefüllt sind. Manchmal ist eine teils chloritische, teils glasige Grundmasse zu erkennen. Das Gestein ist mit winzigen Fe-Erz-Partikelchen übersät (Schliff 1035).

2. Schlämmproben

Aus roten und grünen Mergeln stammen Ammodiscus sp., Trochamminoides sp., Haplophragmoides sp. und stabförmige Sandschaler. Diese Formen haben keinen stratigraphischen Wert.

Die Alterseinstufung läßt sich demnach nur mit Hedbergella trocoidea (GANDOLFI) und Orbitolina sp. durchführen, die auf höhere Unter-Kreide bis Cenoman hindeuten. Da aufgrund des Schliffbildes der Echinodermenschuttkalke eine Resedimentation als sicher gelten kann, ist für die Bildung der Chiastre-Serie auch noch ein Zeitabschnitt möglich, der in das Turon reicht. Damit würden sich wieder Parallelen mit der ligurischen Buntschiefer-Serie andeuten.

3.62 Cassio-Alberese

Dieser Ober-Kreide-Alberese, der nach K. J. REUTTER und C. W. SAMES (1964) für die der eigentlichen ligurischen Fazies nördlich vorgelagerte emilianische Fazies des Nord-Apennins kennzeichnend ist, hat bei der Geländeaufnahme große Schwierigkeiten bereitet. Denn die Unterschiede zwischen dem am M. Guardia in typischer Weise aufgeschlossenen Cassio-Alberese und dem Caio-Alberese sind nur bei äußerst guten Aufschlußverhältnissen zu erkennen, die das Sedimentationsbild richtig hervortreten lassen. Obwohl es genügend Kennzeichen gibt, die für den Cassio-Alberese zutreffen, so lassen sich beide Albereseearten weder im Handstück noch im Dünnschliff eindeutig voneinander trennen. Diese Ähnlichkeiten sind darin begründet, daß Caio- und Cassio-Alberese aus benachbarten Sedimentationsräumen stammen, daß sich krasse Unterschiede erst zum Antola-Alberese einstellen, der als Prototyp des ligurischen Ober-Kreide-Alberese gilt, und daß somit der Caio-Alberese als Übergangs-Fazies zwischen ligurischem und emilianischem Raum aufzufassen ist (C. W. SAMES 1963). Aufgrund der gegebenen Unterschiede zwischen Chiastre-Serie und polygenen Brekzien und der Charakteristika des Cassio-Alberese, die in der 2500 m mächtigen Abfolge des Caio-Alberese nirgends in einer derartigen Geschlossenheit auftreten, erscheint eine Abtrennung gerechtfertigt und dazu angetan, den Blick auf ähnliche Vorkommen in sich nach E anschließenden Gebieten zu lenken.

Der Cassio-Alberese am M. Guardia zeichnet sich wie alle Albereseearten durch eine monotone Wechsellagerung von gradierten Kalksand-

steinen an der Basis einer Bank und darüberfolgenden Mergellagen aus. Abweichende Kennzeichen, die ihn dennoch hervorheben, sind mächtige, grünblaue Mergellagen, die ziemlich abrupt auf die relativ dünnen Kalksandsteinbänke folgen, eine hohe Glaukonitführung innerhalb der meist hellgrauen Kalksandsteine, häufiges Auftreten von "convolute laminations" und vor allem ein sehr regelmäßiger Sedimentationsrhythmus, der im Baganza-Tal ganz klar zu erkennen ist und den Cassio-Alberese von den mittleren und höheren Partien des Caio-Alberese unterscheidet. Der Typ Groppo d'Agna und auch der Antola-Alberese zeigen zwar ebenfalls diese Regelmäßigkeit, sind aber wegen des höheren Pyritgehaltes generell dunkler, so daß der Cassio-Alberese mit keiner der genannten anderen Alberesearten gleichgestellt werden kann. Seine Mächtigkeit am M. Guardia erreicht etwa 300 m.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

   Es treten prinzipiell dieselben Gesteinstypen wie im Caio-Alberese auf. Nicht vorhanden sind lediglich die hellen Kalke mit Heterohelix sp., was aber wegen des kleinen, aufgeschlossenen Areals nicht viel besagt.

   Feinkörnige, glaukonitreiche, lithische Grauwacken führen Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT), Globotruncana, lapparenti cf. lapparenti BROTZEN, Globotruncanenbruchstücke, Heterohelix sp., Oligostegina sp., Bulimina sp., Discorbidae, Textulariidae, Cadosina sp., Schwammnadeln, Echinodermen-, Lithothamniumreste und Radiolarien.

   Daneben kommen Spongiolithe und sehr feinkörnige Kalkarenite vor, die ebenfalls Schwammnadeln und Cadosina sp. führen.

2. Schlämmproben erwiesen sich als fossilleer.

Zur Altersbestimmung können die Globotruncanen dienen, die auf ein Campan-Maastricht-Alter schließen lassen. Dieser Zeitraum wird auch von anderen Autoren vom M. Mosso (C. W. SAMES 1963) oder vom "flysch di Serramazzoni" (E. MONTANARO-GALLITELLI 1958) angegeben. Das sind Vorkommen, die nach C. W. SAMES (1963) beide zum Cassio-Alberese gehören. G. RICHTER (1964) berichtet von einer Fauna aus dem Baganza-Tal, die vom Ober-Turon bis in das Maastricht reicht. Für den Cassio-Alberese am M. Guardia dürften diese Angaben ebenfalls zutreffen, da der Kontakt zu der eventuell in das Turon gehenden Chiastre-Serie wahrscheinlich sedimentärer Natur ist.

Im Anschluß hieran soll noch kurz erwähnt werden, daß sich in dem von Ober-Kreide-Alberese-Schutt eingenommenen Gebiet südwestlich Antognola in einem Bach eine Schichtfolge findet, die keiner anderen Serie angegliedert werden kann. Es sind graugrüne Mergel, rötlich verwitternde, helle Kalke mit Manganoxydüberzügen und dünnplattige, feinkörnige Sandsteine, die manchmal sehr viele Chondriten führen. Die Dünnschliffe weisen auf ein Kreide-Alter hin. Ob hier irgendwelche

Zusammenhänge mit dem etwas zweifelhaften, überkippt liegenden Ober-Kreide-Alberese (vgl. Kap. 3.6) oder auch mit der Chiastre-Serie vorliegen, kann aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht gesagt werden.

3.7 Die Molasse-Sedimente

Die vorwiegend in nördliche bzw. östliche Richtungen abtauchenden Ober-Kreide-Flysche werden im E des Aufnahmegebietes in einer breiten Zone, die von Prada im N über Lagrimone und Ranzano bis an den T. Enza im S verläuft, von molasseartigen Sedimenten überlagert. Diese an der Basis häufig mächtige Konglomerate führenden Bildungen sind in der Literatur unter dem Namen "Tongriano" bekannt, wobei das "Tongriano" stratigraphisch dem Unter-Oligozän entspricht. Weiter nach oben reichen sie mit dicken Mergel- und Sandsteinfolgen bis in das Miozän, von dem z.B. der 1117 m hohe M. Fuso aufgebaut wird. F. SACCO (1931) unterschied in diesem Raum drei Abfolgen, die er von unten nach oben dem "Tongriano", dem "Langhiano" und dem "Elveziano" zuordnete. G. MERLA (1957) bezeichnete sie zusammenfassend als allochthones Oligo-Miozän. R. THIEME (1961) von der AGIP MINERARIA teilte die hier anstehenden Serien in "marne di M. Piano", "arenarie di Ranzano", "marne di Antognola" und "arenarie di Bismantova" ein und übernahm die tektonische Vorstellung G. MERLAs. Hierzu ist zu sagen, daß zwar einige Ungenauigkeiten auf der beigegebenen Karte (1:25 000) auffallen, daß sich aber die stratigraphische Einordnung bis auf kleine Differenzen mit der hier wiedergegebenen Auffassung deckt. Auf die Namen "marne di Antognola" und "arenarie di Bismantova" wird im folgenden verzichtet und dafür die Bezeichnung "Mergel von Moragnano" bzw. "M. Fuso-Sandstein" vorgeschlagen, da einerseits die Ortschaft Antognola nicht auf den "marne di Antognola", sondern auf Ober-Kreide-Alberese liegt und bei Moragnano diese Mergel sehr schön und einfach zu erreichen aufgeschlossen sind, und andererseits petrographische Unterschiede zu den Vorkommen von "Pietra di Bismantova" vorliegen, so daß der M. Fuso für die miozänen Sandsteine in diesem Gebiet als Typlokalität angesehen werden kann.

Außer diesen vier Schichtgliedern kommt noch ein fünftes vor. Es sind die "Mergel und Sandsteine vom M. Guido", die als laterale Vertretung der konglomeratischen Sandsteine von Ranzano aufzufassen sind, sich aber von diesen durch das weitgehende Fehlen der Konglomerate trennen lassen.

Aus anderen, vor allem westlichen Bereichen des Nord-Apennins sind das "Tongriano" und die darunterliegenden Mergel von mehreren Autoren (A. BONI 1961 u.a.) beschrieben worden. Die eigentliche Problematik dieses Schichtpaketes kommt dadurch zum Ausdruck, daß der Ober-Kreide-Alberese, der tektonisch unter Zwischenschaltung des Bratica-Tertiärs auf den Mergeln von Marra ruht, von den M. Piano-Mergeln sedimentär überlagert wird, daß aber die Mergel von Marra

im Oligozän, die M. Piano-Mergel dagegen im Ober-Eozän liegen. Eine ähnliche Situation ist von vielen Stellen des Nord-Apennins bekannt. Um diese zeitliche Diskrepanz zu erklären, werden von den Bearbeitern dieses "Tongriano-Problems" zwei Möglichkeiten ins Auge gefaßt. Einmal wird eine vollständige Umlagerung der Ober-Eozän-Fauna erwogen, zum anderen wird angenommen, daß die molasseartigen Sedimente nicht post-tektonisch sind, sondern während weitreichender Überschiebungen auf dem sich bewegenden Untergrund abgelagert wurden und sich somit heute inclusive ihrer Unterlage in allochthoner Position befinden. Auf diese Gedankengänge wird im tektonischen Teil eingegangen.

Da die Mikrofauna der hier zu behandelnden Serien außerordentlich reichhaltig und gut erhalten ist und die Abfolge vom Ober-Eozän bis in das Miozän reicht, ohne Sedimentationslücken oder tektonische Komplikationen aufzuweisen, werden die mikropaläontologischen Ergebnisse und die zugehörige Altersbestimmung der einzelnen Straten zusammenfassend in Kapitel 3.76 dargestellt, während die regionalen und petrographischen Gegebenheiten gesondert und in stratigraphischer Reihenfolge geschildert werden.

3.71 M. Piano-Mergel

Aus weiten Teilen des Nord-Apennins sind rote und auch grünliche Mergel unter dem Namen "banchi-rossi" bekannt, die vorwiegend an der Basis der konglomeratischen Sandsteine von Ranzano vorkommen. Im Kartierungsgebiet treten sie nur selten auf. So zieht sich ein schmaler Streifen in der Umgebung von Montetenero im Liegenden der Konglomerate hin. An anderen Stellen, z. B. nordwestlich C. Beretta liegen sie inmitten der Konglomerate als ziemlich kleine linsenförmige Einschaltungen vor. Sie sind demnach nicht stratigraphisch an die Basis der Molasse-Sedimente gebunden, sondern treten nur sporadisch und auch in etwas höheren Niveaus auf. Wo sie fehlen, wird die Sedimentation unmittelbar mit den Konglomeraten oder den Mergeln und Sandsteinen vom M. Guido aufgenommen. Sie zerbrechen grobschuppig, weisen keine gute Schichtung auf, führen eine üppige Mikrofauna (s. Kapitel 3,76) und erreichen eine maximale Mächtigkeit von 15 m. Kontakte zu den darunterliegenden Flysch-Serien konnten nicht beobachtet werden, sind aber sicher sedimentär, da die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano, die die M. Piano-Mergel lateral vertreten können, einwandfrei sedimentär auf dem Ober-Kreide-Alberese liegen.

3.72 Konglomeratische Sandsteine von Ranzano

Der T. Enza schneidet sich südlich Ranzano in eine mächtige, Konglomerate führende Serie ein ("Tongriano" nach F. SACCO 1931), die sich

mit einigen Unterbrechungen auf einem etwa 500 m breiten und acht km langen Streifen im E des Arbeitsgebietes verfolgen läßt. Der grobkonglomeratische Charakter herrscht nur in weiteren Bereichen um Ranzano und östlich Antognola vor, während bei Lagrimone und nördlich Prada die Konglomeratführung aussetzt und dafür grobe und dicke, schlecht geschichtete, graue Sandsteinbänke mit dunklen, weichen Mergelzwischenlagen auftreten.

Der Liegendkontakt dieser Serie ist in sehr eindrucksvoller Weise im T. Enza östlich C. Velago aufgeschlossen. Man kann zwei Arten des Kontaktes zwischen den Konglomeraten und dem dort überkippt liegenden Caio-Alberese feststellen. Einmal erfolgt die Konglomerat-Sedimentation auf einen Horizont, der aus einem extrem schlecht klassierten Albereseschutt besteht. Das Zwischenmittel zwischen den einzelnen Albereseстücken wird durch grünlich-graue Mergel und fein zermahlenen Alberesegrus gebildet. Unter diesem Albereseschutt steht der Caio-Alberese entweder als mächtige Mergelfolge oder als Kalksandstein an. Dieser Kalksandstein, der die Basislage einer dicken, gradierten Bank repräsentiert, steht Kopf und führt auf seiner Unterfläche Gerölle, die aus Hornsteinen und Kalken bestehen. Oft sind nur noch die Hohlformen zu erkennen, in denen die Gerölle ursprünglich saßen. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um eine konglomeratische Basislage des Caio-Alberese, auf die sonst z. B. an der Cedra-Brücke bei Selvanizza die polygenen Brekzien folgen. Über dem Schutthorizont, der einige m Mächtigkeit erreichen kann, liegen unter lokaler Zwischenschaltung einer sandigen Lage direkt die konglomeratischen Partien, die merkwürdigerweise kaum Albereseblöcke enthalten. Sie führen alle möglichen Komponenten bis zu Faustgröße, die niemals von dem unmittelbar überlagerten Untergrund stammen können. Daneben schalten sich bis ein m lange und einen halben m dicke, meist grüne, seltener auch rote Mergellinsen ein, die ganz den M. Piano-Mergeln entsprechen. Die Grenzfläche zwischen den Konglomeraten und dem Schutthorizont ist völlig unregelmäßig und durchlöchert und zeigt nicht die geringste Spur einer tektonischen Beanspruchung.

Zum anderen liegen die konglomeratischen Lagen auch direkt auf dem anstehenden Caio-Alberese, da der Schutthorizont seitlich schnell auskeilen kann. Dieser Übergang vollzieht sich ebenfalls abrupt und die Kontaktfläche ist äußerst uneben. Die Konglomerate enthalten wiederum kaum Alberesegerölle, statt dessen treten die so charakteristischen Mergellinsen auf.

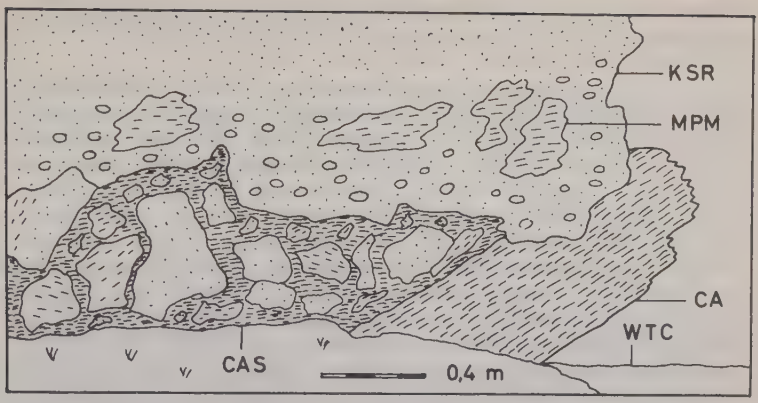


Abb. 2 Sedimentärer Kontakt zwischen den konglomeratischen Sandsteinen von Ranzano und dem Caio-Alberese nordöstlich Selvanizza im Enza-Tal.

KSR: Konglomeratische Sandsteine von Ranzano.

MPM: Mergellinsen, die mit den Monte Piano-Mergeln große Ähnlichkeit besitzen, innerhalb der konglomeratischen Sandsteine von Ranzano.

CA: Anstehender Caio-Alberese in Form einer mächtigen Mergelbank.

CAS: Schutthorizont aus Caio-Alberese.

WTC: Wasser des T. Cedra.

Es fragt sich nun, wie dieser Kontakt zu deuten ist und welche Rolle der Albereseschutthorizont dabei spielt. Die Annahme, daß hier ein Transgressions-Kontakt im Sinne eines vorrückenden Meeres vorliegt, das ein sich langsam senkendes Festland allmählich überflutet und dabei grobkonglomeratische Lagen bildet, ist ganz sicher nicht richtig. Denn dann müßten die Konglomerate unmittelbar abhängig von dem anstehenden Untergrund sein, wie das z. B. nördlich von Genua häufig der Fall ist (H. IBBEKEN 1962). Das weitgehende Fehlen der Albereseгerölle in den Basislagen des Konglomerates spricht eindeutig gegen einen transgressiven Kontakt. Hinzu kommt noch, daß an der Basis manchmal die M. Piano-Mergel liegen und die Konglomeratführung streckenweise aussetzt und in ihrer Mächtigkeit auch außerordentlich schwankt. Den Albereseschutthorizont als Aufarbeitungsprodukt des transgredierenden Meeres fungieren zu lassen, bleibt höchst zweifelhaft, da er nur sehr gering mächtig und oft überhaupt nicht vorhanden ist. Da der Kontakt aber zweifellos auf sedimentären Ursachen beruht, kann angenommen werden, daß die sonst pelitische oder feinsandige Sedimentation, wie sie in den M. Piano-Mergeln oder den Mergeln

und Sandsteinen vom M. Guido vertreten ist, plötzlich lokal grobklastisch wurde, nachdem der Caio-Alberese schon von heftigen, tektonischen Bewegungen ergriffen worden war.

Normalerweise bestehen die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano aus einer unregelmäßigen Aufeinanderfolge von mehrere m dicken, grobkonglomeratischen Lagen, deren Körnung nach oben hin bisweilen feiner wird, und feinsandigen Lagen, die ca. ein m mächtig werden und in die gröbere Lagen und einzelne Gerölle eingestreut sein können. Dazwischen schalten sich manchmal dünnbankige Mergel- und Sandsteinbänke, die selten Flutmarken auf den Unterflächen zeigen. Außer an diesen feinlagigen Stellen sind die Schichtfugen generell schlecht ausgebildet. Die Bänke gehen ohne Mergelunterbrechung nur durch etwas weichere und feinkörnigere Partien verbunden ineinander über. Die grobkonglomeratischen Anteile zeichnen sich durch die Führung von eingeregelten Mergellinsen aus, die dem Gestein ein löcheriges Aussehen geben, die feinsandigen Lagen durch pustelförmige Erhebungen, die offenbar durch einen Wechsel des Bindemittels bedingt der Verwitterung länger widerstehen können. Der vorherrschende Farbton schwankt zwischen grün und gelbbraun, wodurch sich der hohe Prozentsatz an ophiolithischem Detritus verrät, ist aber auch wegen der Heterogenität der Gerölle stellenweise sehr bunt. Die Mächtigkeit ist großen Schwankungen unterworfen. Maximalwerte, die östlich C. Velago in dem tief eingeschnittenen Enza-Tal erreicht werden, liegen bei ca. 400 m. Einige inselartige Vorkommen innerhalb der Mergel und Sandsteine vom M. Guido werden noch nicht einmal 10 m mächtig.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Der Schliff 991, der von der untersten, direkt auf den Caio-Alberese folgenden Lage an dem Kontakt stammt, zeigt Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Mikroklin und Muskowit, daneben Chloritschiefer-, Radiolarit-, Serpentinit-, Quarzit-, Siltstein-, Kalk- und Vulkanitreste, die alle mit einem calcitischen Bindemittel verkittet werden. Auch hierin tritt der deutliche Unterschied zu dem darunterliegenden Caio-Alberese gut hervor. Im allgemeinen sind die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano für die Anfertigung von Dünnschliffen schlecht geeignet, weil sie zu weich sind. Dagegen lassen sich die Geröllkomponenten sehr gut bestimmen. Einige Schliffe seien als Beispiele angeführt:

Schliff 557b: Granit.
" 557d: Serpentinit mit ?Magnetiteinschlüssen, die von feinfilzigem Chlorit umsäumt werden.
" 557e: Dichter, mergeliger Kalk mit Heterohelix sp., Globigerinella sp., Schwammnadeln und Glaukonit.
" 574a: Aplitgranit. Der Mafitengehalt beträgt weniger als 5 %.
" 574b: Serizitquarzit. Dasselbe Gestein kommt auch im Petrignacola-Sandstein als Konglomerat-Komponente vor.

Schliff 574e: Quarzdiorit mit viel intermediärem Plagioklas, wenig Quarz und chloritisiertem Biotit. Das Gestein ist tektonisch beansprucht.

" 574h: Quarzreicher Epidot-Chlorit-Fels. In einem feinschuppigen Gefüge von Epidot sitzen Quarz, Leptochlorit, Pennin, Apatit, Muskowit und ?Titanit (Leukoxen). Die quarzreichen Partien zeigen eine Paralleltextur.

" 5741: ?Gabbro. Zersetzte Feldspäte, chloritisierter Biotit, ?Hornblende, Epidot, Apatit, Zirkon deuten Reste eines ophitischen Gefüges an. Das Gestein ist mit Zersetzungsmineralen übersät.

" 620c: Brekziöser Aplitgranit mit Epidot auf Klüften.

" 620d: Gefälteter, hämatitreicher Tonschiefer mit feinen Quarzdetritus-Lagen.

" 620e: Radiolarit mit einem feinkörnigen Mikromosaik aus Quarz, daneben wenig Serizit.

" 620f: Quarzporphyr.

" 720a: Mikroklinreicher Granit.

Außerdem kommen noch feinkörnige Kalkarenite, Sandsteine, verschiedene, fossilleere Kalke unterschiedlicher Körnung und Alberesemergel vor. Das Herkunftsgebiet dieser Konglomerat-Komponenten ist unbekannt.

2. Schlämmproben und Altersbestimmung s. Kapitel 3.76.

3.73 Mergel und Sandsteine vom M. Guido

Die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano können lateral schnell auskeilen und gehen dabei in eine vorwiegend dunkelgraue Wechselfolge von Mergeln und Sandsteinen über. Typisch aufgeschlossen sind diese Bildungen am M. Guido nordöstlich von Ranzano. Dieser Übergang in feingeschichtete, punkt- und strichförmige Unterflächenstrukturen führende und mehr oder weniger konglomeratfreie Partien vollzieht sich auch im Hangenden der Konglomerate, was ganz eindeutig im T. Enza südlich von C. Mora zu sehen ist. Die Abtrennung dieser Mergel- und Sandsteinfolge, die als fazielles Äquivalent der konglomeratischen Sandsteine von Ranzano gelten kann, erweist sich deshalb als nützlich, weil dadurch einmal der unstete Charakter der Konglomeratführung deutlich gemacht wird und zum anderen Verwechslungen mit den Mergeln von Moragnano oder den M. Piano-Mergeln ausgeschlossen werden, die bei der Kartierung von seiten der AGIP MINERARIA (1961) vorgekommen sind. Andere Autoren haben diese Sedimente unter dem allgemeinen Namen "Tongriano" zusammengefaßt (F. SACCO 1931).

Die großen Faziesdifferenzierungen und Mächtigkeitsschwankungen innerhalb der konglomeratischen Sandsteine von Ranzano und den

Mergeln und Sandsteinen vom M. Guido kommen auf der geologischen Karte gut zum Ausdruck. Im N in der Umgebung von Prada tritt die Mergel- und Sandsteinfolge nur lokal auf, wofür dann die Konglomerate vorherrschen. Bei Lagrimone fehlt sie stellenweise ganz. Dort wird das sonst ziemlich mächtige Profil auf wenige m zusammengedrängt, wobei nicht die eigentlichen Konglomerate, sondern dicke, grobe, graue Sandsteinlagen vorkommen, die mit ihren runden Verwitterungsformen den schlecht geschichteten, feineren Partien der Konglomerate ähneln und zwischen den beiden Ausbildungsarten eine vermittelnde Stellung einnehmen. Auf der Karte wurden sie mit der Signatur der Konglomerate versehen. Nach S auf der rechten Seite des T. Bardea weiten sich die Molasse-Sedimente im Kartenbild trompetenförmig aus. Die Konglomeratführung setzt etwa ab Bodria wieder ein, die Mergel- und Sandsteinfolge erstreckt sich über einen breiten Raum ringsum den M. Guido. Sie unterliegt dabei einem raschen Fazieswechsel, auch kommt eine teils starke Tektonik hinzu. So greifen z. B. bei C. Rivasso auf ziemlich engem Raum dünngeschichtete, stellenweise eng gefaltete Mergel- und Sandsteinlagen, dicke, dunkelgraue Sandsteinbänke, gelbverwitternde, gipsführende, mächtige Mergel und kleine Konglomeratlagen ineinander. Es wurde bei der Kartierung versucht, diese Serien über weitere Strecken zu verfolgen. Da sie aber nicht horizontbeständig und allzu großen Zufällen der Sedimentation unterworfen sind, mußte dieser Versuch scheitern und einer zusammenfassenden Schichtfolge Platz machen. Östlich des T. Bardea tauchen die Konglomeratlagen, die sich von den konglomeratischen Sandsteinen von Ranzano durch andere Komponenten unterscheiden, in mächtigen Bänken innerhalb der Mergel und Sandsteine vom M. Guido wieder auf, so daß dort eine Abtrennung sinnvoll wäre. Aus dieser Darstellung geht hervor, daß die Mächtigkeit der ganzen Serie zwischen Null und mehreren 100 m schwanken muß.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

a) Meistens sind die Sandsteine vom M. Guido als sehr heterogen zusammengesetzte, teils serpentinreiche, lithische Grauwacken ausgebildet.
Fauna: Globigerina sp., Discorbidae, Lithothamniumbruchstücke, teils fossilleer.
Mineralbestand: Quarz, Serpentin, Calcit, Plagioklas, Orthoklas, Perthit, Mikroklin, Glaukonit, Muskowit, Biotit, Pennin, Leptochlorit, Glaukophan, Apatit, Granat, Zirkon, Turmalin, Chromit.
Gesteinsreste: Serpentinite, Kalke mit Globigerinella sp., Radiolarite.
Bindemittel: Feinfilzig, detritisch.
Abrundungsgrad: Schlecht.
Korngröße: 0,03 - 0,5 mm.
Klassierung: Meist gut. Sortierung: Ausgesprochen schlecht.

b) Daneben kommen feldspätische Grauwacken vor, die neben einigen

Kleinforaminiferen und wenigen allgemein verbreiteten Mineralen Serpentin, Hornblende und sehr viele idiomorphe, teils zonar gebaute Plagioklase führen. Sie sind fast monomineralisch, stellen das Aufbereitungsprodukt eines plagioklasreichen Ergußgesteins dar (?Andesit) und können somit eventuell mit dem Petrignacola-Sandstein verglichen werden.

c) Die Konglomeratlagen enthalten Quarzgerölle, Serpentinite, Spilite, Vulkanite, diverse Kalke, Kalkarenite, reine Sandsteine, Siltsteine, Quarzite, Radiolarite und Tonschiefer. Es fällt auf, daß die in den Konglomeratischen Sandsteinen von Ranzano so häufigen, sauren Plutonite fehlen und daß die Sedimentgesteinskomponente zu überwiegen scheint. Da die Untersuchungen aber nicht quantitativ ausgeführt wurden, hat diese Beobachtung keine generelle Gültigkeit.

2. Schlämmproben

Die Mergel vom M. Guido sind sehr fossilreich. Die Ergebnisse werden in Kapitel 3.76 wiedergegeben.

3.74 Mergel von Moragnano

Über die beiden vorhergenannten Schichtglieder legt sich ein durch seine grünblaue Farbe sehr charakteristisches Mergelband, das von F. SACCO (1931) dem "Langhiano" zugeordnet wurde.

Im Bereich von Lagrimone ist es als kontinuierlicher Streifen, der die Untergrenze des M. Fuso-Sandsteins begleitet, zu verfolgen. Die Mergel sind schlecht geschichtet, zerbrechen grobschuppig, bilden leicht "badlands" und gehen nach oben unter allmählicher Einschaltung dünner Sandsteinbänke in den M. Fuso-Sandstein über, wobei sie gleichzeitig härter, splittriger und dunkler werden. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 300 m. Die Mikrofauna ist sehr reich und gut erhalten (s. Kapitel 3.76). Südlich Moragnano wurde ein Konglomerat gefunden, dessen Stellung innerhalb dieser Mergel wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse etwas zweifelhaft ist, das sich aber von den anderen Konglomeraten durch seinen Reichtum an Chloritschiefern, durch selten auftretenden Faserkiesel (Sillimanitbündel in Quarzen), und seine helle Farbe unterscheidet. Sonst ähnelt es in seiner Zusammensetzung den Konglomeraten aus den Sandsteinen vom M. Guido.

3.75 M. Fuso-Sandstein

Das jüngste Schichtglied der Molasse und des Aufnahmegebietes überhaupt ist ein mächtiges, miozänes Sandsteinpaket, das bis auf die Höhen des M. Fuso hinaufzieht und an seinen Flanken gut aufgeschlossen ist. F. SACCO (1931) bezeichnete es als "Elveziano". Der M. Fuso-

Sandstein liefert das regelmäßigste und tektonisch ruhigste Bild von allen Molasse-Sedimenten. Es liegt eine eintönige Wechsellagerung von meist über ein m dicken Sandsteinbänken, die allerdings auch zwischen 10 cm und fünf m Mächtigkeit schwanken können, und dünneren, oft fossilreichen Mergellagen vor. Oberhalb Trinità und Bottazzo vermergelt das Schichtpaket etwas, um weiter im Hangenden die normale Sedimentation wieder aufzunehmen. Die Farbe der Sandsteinbänke ist außen gelbbraun und innen hellgrau. Sie sind oft gradiert, zeigen manchmal an den Schichtunterflächen "flute-" und "load-casts", außerdem Freßbauten von Würmern und kleine punkt- und strichförmige Erhebungen, die an ähnliche Bildungen im Ostia-, im Ponte Bratica-Sandstein und in den Sandsteinen vom M. Guido erinnern. Feinkonglomeratische Lagen und flache, grüngraue Mergelschmitzen sind bisweilen eingeschaltet. Die Bänke sind auf lange Strecken mächtigkeitsbeständig und neigen, wenn sie mehrere m dick sind, durch ein unterschiedlich hartes Bindemittel zur Bildung von großen Pusteln, wie sie auch in den feinkonglomeratischen Partien der Sandsteine von Ranzano vorkommen. Die vorwiegend hellen Mergellagen führen selten Konkretionen härterer Mergelknollen. Im M. Fuso-Sandstein lassen sich Muschelschalenreste und kalkige Wurmröhren finden, die bis auf den Inoceramus-Fund aus dem Ostia-Sandstein die einzigen Makrofossilien des Kartierungsgebietes darstellen.

An der Straße von Ruzzano nach Scurano tritt an einer Stelle ein chaotisches Sediment auf, das einer intraformationalen Brekzie ähnelt. Dort wird die sonst ruhige Sedimentation einer ca. drei m dicken, teils feinkonglomeratischen Sandsteinbank durch eine brekziöse Lage auf etwa 15 m Länge unterbrochen. Die z. T. bis 0,5 m großen Brocken der Brekzie schwimmen zusammen mit Mergelschmitzen ganz lose gepackt in einem Bindemittel, das aus demselben Material wie die Brekzienkomponenten und die umgebenden Sandsteinbänke besteht. Die unterbrochene Sandsteinbank ist zur Brekzie hin unregelmäßig begrenzt und wird auf einer Seite von Klüften durchzogen, die fast rechtwinklig zur Schichtung verlaufen.

Die Gesamtmächtigkeit des M. Fuso-Sandsteins wird etwa 700 m betragen.

Mikroskopischer Befund:

1. Dünnschliffe

Meistens liegt ein relativ quarzreicher Kalkarenit mit viel Fossilresten vor. Als untergeordnete Variationen treten fossilarme, lithische Grauwacken, viel Serpentin führende Kalkarenite und fossilreiche Calcirudite auf, die dann die konglomeratischen Lagen bilden. In der folgenden Übersicht sind diese Typen zusammengefaßt dargestellt.

Fauna: Globigerina sp., Orbulina sp., Amphistegina sp., Textulariidae, Discorbidae, andere Kleinforaminiferen, Echinodermen-, Lithothamnium-, Bryozoenbruchstücke, ?Gastropodenreste, Dentalium cf. nitidum DESH., umkristallisierte

Radiolarien, Schwammnadeln.
Mineralbestand: Calcit, Quarz, Glaukonit, Serpentin, Pennin, Muskowit, Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Perthit, Mikroklin, Glaukophan, Zirkon, Granat, Chromit.
Gesteinsreste: Kalke mit Globigerina sp., Kalke mit ?Ticinella sp., Spilite.
Bindemittel: Teils detritisch, teils zu Calcit rekristallisiert.
Abrundungsgrad: Schlecht, in den konglomeratischen Lagen gut.
Korngröße: 0,03 - 4 mm, meist 0,03 - 0,70 mm.
Sortierung und Klassierung: Schlecht.

2. Schlämmproben s. folgendes Kapitel.

3.76 Paläontologische Stratigraphie der Molasse

Die in diesem Kapitel mitgeteilten Ergebnisse gehen alle auf Herrn Professor Dr. H. Hagn (München) und Herrn Dr. A. von Hillebrandt (Berlin) zurück. An dieser Stelle sei Herrn Professor Dr. H. Hagn und Herrn Dr. A. von Hillebrandt noch einmal ganz besonders herzlich für ihr freundliches Entgegenkommen gedankt. Durch ihre Bestimmungen wurde es möglich, die molasseartigen Sedimente altersmäßig festzulegen und die sehr reichhaltige Fauna zu beschreiben. Es wurden außer wenigen Proben, die an verschiedenen, verstreut liegenden Punkten der Molasse aufgesammelt wurden, vor allem 25 Proben in stratigraphischer Reihenfolge entnommen, die alle aus der Umgebung von Lagrimone stammen. Diese Lokalität wurde deshalb gewählt, weil dort ein vom Ober-Eozän bis in das Aquitan durchgehendes Profil ohne tektonische Komplikationen z. T. recht gut aufgeschlossen ist und die unteren Schichtglieder der Molasse, die M. Piano-Mergel, die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano und die Mergel und Sandsteine vom M. Guido, in einer natürlichen Reduktion der sonst sehr mächtigen Abfolge vorliegen, so daß die Verhältnisse leicht zu überschauen sind und die faziellen Differenzierungen, vor allem die mächtigen Konglomerate wegfallen. Bei Lagrimone verengt sich das Profil, wobei an Stelle der Konglomerate grobsandige, dicke Bänke und die feingeschichteten Lagen der Mergel und Sandsteine vom M. Guido anstehen (vgl. Kap. 3.73).

Die M. Piano-Mergel lassen sich etwas weiter nördlich von Lagrimone unter den eigentlichen konglomeratischen Sandsteinen von Ranzano finden. Die 25 Proben verteilen sich auf drei getrennte Profile, die wegen der nicht durchgehend guten Aufschlußverhältnisse einzeln aufgenommen werden mußten und dann entsprechend ihrer Höhenlage im Gesamtprofil aneinander gesetzt wurden. Die geographische bzw. stratigraphische Lage ist aus zwei Tafeln zu ersehen, die im Anhang zu finden sind. Die Ergebnisse der Untersuchungen verhalten sich wie folgt:

1. M. Piano-Mergel

Proben-Nummer H 1 bis H 4

H 1: Reiche Fauna, zahlreiche pelagische Faunenelemente

Hantkenina alabamensis CUSHM.
Globigerina eocaena GÜMB.
Globigerina conglomerata SCHWAGER
Globigerapsis sp.
Cibicides eocaenus (GÜMB.)

Alter: Ober-Eozän

H 2: Ähnlich H 1

Hantkenina alabamensis CUSHM.
Turborotalia centralis (CUSHM. und BERM.)
Globigerina conglomerata SCHWAGER
Dazu Arten der Gattungen Bathysiphon sp., Ammodiscus sp., Vulvulina sp., Trochammina sp., Robulus sp., Nodosaria sp., Lagena sp., Eponides sp., Gyroidinoides sp., Anomalinoides sp., Cibicides sp. u. a.

Alter: Ober-Eozän

H 3: Reiche Fauna mit zahlreichen pelagischen Faunenelementen

Globigerina conglomerata SCHWAGER
Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerina pera TODD
Globigerina ampliapertura BOLLI
Dazu u. a. Bolivina vaceki SCHUBERT, Cibicides eocaenus (GÜMBEL), Osangularia pteromphalia (GÜMBEL), außerdem Arten der Gattungen Vulvulina sp. und Karreriella sp.

Alter: Ober-Eozän

H 4: Reiche Fauna

Globigerina eocaena GÜMB.
Globigerina pera TODD
Globigerina conglomerata SCHWAGER
Globigerina cf. gortanii (BORS.)
Hantkenina alabamensis CUSHM.
Turborotalia centralis (CUSHM. und BERM.)
Globigerapsis index (FINL.)
Anomalinoides calymene (GÜMB.)

Alter: Ober-Eozän

2. Mergel und Sandsteine vom M. Guido

Proben-Nummer H 5 bis H 7

H 5: Reiche Fauna

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina dissimilis CUSHM. und BERM.
Globigerina gortanii (BORS.)
Nodosaria longiscata D'ORB.
Nodosaria badenensis D'ORB.
Bulimina cf. ovata D'ORB.
Uvigerina gallowayi CUSHM.
Dazu Bathysiphon sp. u. a.

Alter: Wohl schon tieferes Oligozän

H 6: Reiche Fauna

Globigerina dissimilis CUSHM. und BERM.
Globigerina pera TODD
Uvigerina gallowayi CUSHM.
Uvigerina havanensis CUSHM. und BERM.
Cibicides perlucidus NUTTAL

Alter: Tieferes Oligozän

H 7: Reiche Fauna

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina pera TODD
Globigerina gortanii (BORS.)
Globigerina: Übergangsformen der Reihe G. eocaena GÜMB. - - corpulenta SUBB. - gortanii (BORS.)
Globorotalia opima nana BOLLI
Uvigerina eocaena GÜMB.
Dazu Arten der Gattungen Textularia sp., Vulvulina sp., Cyclammina sp.; Miliolidae; Lagenidae, u. a. Robulus sp.; Bulimina sp., Gyroidinoides sp., Eponides sp., Anomalinoides sp., Cibicides sp.

Alter: Tieferes Oligozän

3. Konglomeratische Sandsteine von Ranzano

Sie sind nicht typisch ausgebildet (vgl. Kap. 3.73). In der Publikation von R. THIEME (1961) sind die unter Punkt 2. und 3. genannten Serien zusammenfassend als "arenarie di Ranzano" erwähnt und sollen auch hier als eine Einheit betrachtet werden, die sich nur durch ihre verschiedene Ausbildung in zwei Gesteinsgruppen trennen läßt, wobei die Mergel und Sandsteine vom M. Guido so-

wohl unter als auch über den konglomeratischen Sandsteinen von Ranzano liegen können.

Proben-Nummer H 8 bis H 10

H 8: Sehr spärliche Fauna, u. a. mit

Globigerina officinalis SUBBOTINA

Alter: Oligozän

H 9: Reiche Fauna u. a. mit

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina pera TODD
Globigerina tripartita tripartita KOCH

Alter: Oligozän

H 10: Reiche Fauna, u. a. mit

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina venezuelana HEDBG.
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina cf. gortanii (BORS.)
Globigerina pera TODD
Globigerina dissimilis CUSHM. und BERM.
Globorotalia opima nana BOLLI

Alter: Oligozän

4. Mergel von Moragnano

Proben-Nummer H 11 bis H 16

H 11: Reiche Fauna, u. a. mit

Globigerina dissimilis CUSHM. und BERM.
Dazu viele Sandschaler wie Trochamminoides sp.,
Cyclammina sp., Vulvulina sp., Dorothia sp.,
Karreriella sp.
Außerdem kalkschalige Formen wie Gyroidinoides sp.,
Anomalinoides sp., Cibicides sp.

Alter: Oligozän

H 12: Reiche Fauna

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina venezuelana HEDBG.
Globigerina pera TODD
Globigerina dissimilis CUSHM. und BERM.

Globigerinoides conglobatus (BRADY)
Im Benthos u. a.: Cyclammina sp., Ammodiscus sp., Vulvulina sp., Dorothia sp., Gyroidinoides sp., Eponides sp., Cibicides sp.

Alter: Oligozän

H 13: Reiche Fauna

Globigerina pera TODD
Globorotalia cf. postcretacea (MJATLIUK)
Eponides umbonatus (REUSS)
Cibicides ammophilus (GÜMBEL)
Planulina sp. u. a.

Alter: Oligozän

H 14: Sehr reiche Fauna, Benthos und Plankton

Globigerina venezuelana HEDBG.
Globigerina tripartita tripartita KOCH

Alter: Oligozän

H 15: Die Proben H 15 und H 16 stammen aus den härteren und etwas sandigen Lagen der Mergel von Moragnano, die allmählich die Sedimentation des M. Fuso-Sandsteins einleiten.

H 15: Fauna nicht gut erhalten, u. a. mit

Uvigerina auberiana D'ORB.
Uvigerina auberiana attenuata CUSHM. und RENZ

Alter: Keine genaueren Aussagen möglich, wohl Oligozän.

H 16: Fauna nicht besonders gut erhalten, u. a. mit

Globigerina praebulloides BLOW
Uvigerina auberiana D'ORB.
Uvigerina gallowayi CUSHM.

Alter: Oligozän, wahrscheinlich höheres.

5. M. Fuso-Sandstein

Proben-Nummer H 17 bis H 25

H 17: Fauna reich, aber schlecht erhalten.

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerinoides glomerosus BLOW
Globorotalia opima nana BOLLI
Hastigerina cf. aequilateralis (BRADY)
Bolivina cf. fastigia CUSHM.

Alter: Aquitan

H 18: Reiche Fauna

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus immaturus LEROY
Globorotalia opima nana BOLLI
Radiolarien

Alter: Höheres Ober-Oligozän bis tieferes Miozän.

H 19: Eintönige Probe, pelagische Faunenelemente überwiegen.

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerina venezuelana HEDBG.
Globigerina praebulloides BLOW
Siphonina sp.

Alter: Höheres Ober-Oligozän bis tieferes Miozän

H 20: Schlecht erhaltene Fauna. Radiolarien herrschen vor.

Keine leitenden Formen.

Alter: Nach Lage im Profil etwa Wende Oligozän-Miozän.

H 20: Reiche Fauna

Globigerina praebulloides BLOW
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus immaturus LEROY
Orbulina suturalis BRONNIMANN
Dazu Lingulina costata D'ORB., Robulus echinatus (D'ORB.),
Uvigerina flintii CUSHM.

Alter: Aquitan

H 22: Reiche Fauna

Globigerina praebulloides BLOW
Globigerinoides bisphericus TODD
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globorotalia opima nana BOLLI

Alter: Aquitan

H 23: Reiche Fauna

Globigerina bulloides D'ORB. - praebulloides BLOW
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Orbulina suturalis BRONNIM.
Globorotalia opima nana BOLLI
Benthos mit u. a. Liebusella sp., Spiroplectammina carinata
(D'ORB.), Bolivina fastigia CUSHM., Elphidium sp.

Alter: Aquitan

H 24: Reiche Fauna

Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus immaturus LEROY
Globigerinoides bisphericus TODD
Globorotalia opima nana BOLLI
Orbulina suturalis BRONNIM.

Alter: Aquitan

H 25: Reiche Fauna

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerinoides sacculifer (BRADY)
Globigerinoides bisphericus TODD
Globigerinoides transitorius BLOW
Orbulina suturalis BRONNIM.
Hastigerina aequilateralis (BRADY)
Globorotalia mayeri CUSHM. und ELL.
Dazu Lingulina multicostata COSTA, Höglundina elegans (D'ORB.), Lingulina grimsdalei CUSHM. und RENZ, Cibicides mexicanus miocenicus RUSC.

Alter: Aquitan, höheres bis höchstens.

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, daß die M. Piano-Mergel im Ober-Eozän, die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano, die Mergel und Sandsteine vom M. Guido und die Mergel von Moragnano im Oligozän und der M. Fuso-Sandstein im Aquitan liegen. Eine Umlagerung der Faunen ist unwahrscheinlich, da sie ganz kontinuierlich nach oben jünger werden und man sonst vor allem in den unteren Lagen wenigstens die eine oder andere jüngere Form hätte finden müssen. Die Konsequenzen, die sich daraus ergeben, werden im tektonischen Teil diskutiert (vgl. Kap. 4. 26). Für die eigentlichen Konglomerate im Enza-Tal oder bei Montetenero fehlt eine Altersbestimmung, da die manchmal vorhandenen, dünnen Mergellagen nur eine spärliche Fauna ohne Leitwert führen. Die in den Konglomeraten hin und wieder eingeschalteten Mergel vom Typ der M. Piano-Mergel umfassen einen Zeitraum, der vom Ober-Eozän bis zum Unter-Oligozän reicht. Genauere Aussagen sind nicht möglich. Im Vergleich zu den Angaben von C. PIRINI (1961) und R. THIEME (1961) liegen insofern andere Ergebnisse vor, als wesentlich mehr planktonische Formen gefunden werden konnten und die ersten miozänen Elemente nicht in den Mergeln von Moragnano, sondern in den untersten Bänken des M. Fuso-Sandsteins auftreten. Die Probe H 17 kann in etwa mit der von R. THIEME (1961) angegebenen Proben RT 64 verglichen werden. Sie weist zum ersten Mal auf Miozän hin, darunterliegende Faunen tragen lediglich oligozänen Charakter.

4.0 Tektonik

4.1 Vorbemerkung

M. ANELLI (1908) hat die tektonische Situation treffend geschildert, indem er sagte: "La tettonica appare non molto disturbata e abbastanza regolare. Tale regolarità però è piu apparente che reale." Im Aufnahmegebiet wird tatsächlich eine normale Abfolge über weite Strecken hin vorgetäuscht, die in Wirklichkeit tektonischen Ursprungs ist. Als Beispiel sei nur an den überschobenen Caio-Alberese erinnert, der deshalb auch lange Zeit als das normale Hangende der darunterliegenden Serien angenommen wurde. Da die mikropaläontologischen Arbeitsmethoden erst in neuerer Zeit im Nord-Apennin Anwendung fanden und frühere Autoren fast nur auf Makrofossilien angewiesen waren, konnten die erheblich komplizierten,tektonischen Vorgänge erst jetzt einigermaßen deutlich gemacht und zeitlich fixiert werden. Dabei bleiben aber dennoch einige Unsicherheitsfaktoren übrig, die sich aufgrund des teilweise schlechten Erhaltungszustandes und der Spärlichkeit der Fauna, der Umlagerungsvorgänge, der beschränkten Bestimmungsmöglichkeiten in Dünnschliffen und des Fehlens einer allgemein gültigen, mikropaläontologischen Stratigraphie für sämtliche interessierende Zeitbereiche nicht ausschalten lassen, so daß eine exakte, zeitliche Einstufung für das eine oder andere Schichtglied fehlen muß und demnach die tektonischen Rückschlüsse nicht immer als absolut richtig zu gelten brauchen. Wenn man sich dieser Schwierigkeiten bewußt ist und sich bei der tektonischen Konzeption dennoch auf die gefundene, stratigraphische Einordnung verläßt, so ist die Annahme einer weitgehenden Allochthonie der Serien unumgänglich.

Insgesamt liegen sechs tektonische Einheiten vor, von denen eine autochthon ist (Mergel von Marra). Die anderen legen sich entweder mit tektonischen Trennflächen als große Gleitmassen auf ihren Untergrund (Tertiär des Bratica-Tales, Caio-Alberese u. a., Cassio-Alberese u. a.) oder sind olistholithisch bzw. olisthostromatisch eingeschaltet (Ostia-Sandstein u. a.) oder sie lagern sedimentär auf (konglomeratische Sandsteine von Ranzano u. a.), wobei sie wahrscheinlich gemeinsam mit ihrer Unterlage verfrachtet worden sind. Das Einfallen zeigt dabei vorwiegend in nördliche bzw. östliche Richtungen. Ausgesprochen apenninisch (ca. 130°) streichen nur gewisse Teile des Caio-Alberese. Die heftigen Bewegungen spiegeln am besten die Serien des Bratica-Tertiärs und der Ostia-Sandstein wider. Die Molasse zeigt ein relativ ruhiges Bild, das aber von einem "post-tektonischen" Eindruck weit entfernt ist. Als Bewegungsmechanismus, der diese komplexe Aufeinanderfolge hervorgerufen hat, muß vor allem ein gravitatives Gleiten angenommen werden, das den einzelnen Sedimentpaketen ein Loslösen vom primären Untergrund gestattete. Aus dem chaotischen Zustand des Bratica-Tertiärs, den vielen liegenden Falten im Ostia-Sandstein und dem plötzlichen, scharfen Umknicken eines ganzen Schichtstoßes im Ober-Kreide-Alberese kann das

geschlossen werden. Jedes Schichtglied hat seine eigene Tektonik durchgeführt, die zwar einem allgemein gültigen, sehr lockeren, tektonischen Beanspruchungsplan zugrunde liegt, innerhalb dieser gegebenen Möglichkeiten aber sehr breiten Schwankungen unterworfen ist. Über den Beanspruchungsplan selbst, der entsprechend den meisten Autoren durch von SW nach NE gerichtete Bewegungen zum Ausdruck kommt, und über die Überschiebungsweiten können wegen der begrenzten Größe des untersuchten Gebietes keine Aussagen gemacht werden. Durch Vergleiche mit benachbarten Räumen werden Bewegungen, die von SW nach NE erfolgten, und Überschiebungsweiten von mehreren Zehnern von Km wahrscheinlich. Die Abfolge der einzelnen Bewegungen läßt sich nur annähernd rekonstruieren, da einer einzigen Deutungsmöglichkeit zu viele Unsicherheitsfaktoren entgegenstehen. Nach diesem Über- bzw. Ineinandergleiten verschiedener Sedimentmassen muß die Hebung als Ganzes erfolgt sein. Damit sind im allgemeinen post-tektonische Störungen und Schrägstellungen verbunden, die im Arbeitsgebiet ganz selten zu beobachten sind.

4. 2 Die tektonische Stellung der Serien zueinander

4. 21 Autochthon (Mergel von Marra)

An den Beginn der tektonischen Analyse müssen die autochthonen Mergel von Marra gestellt werden, da sie den wichtigsten Bezugspunkt für den Bewegungsablauf darstellen. Obwohl in dem Vorkommen südöstlich Monchio eine ober-eozäne bis unter-oligozäne Fauna nachgewiesen wurde, soll entsprechend den Vorschlägen von F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963) ein Oligozän-Alter angenommen werden, da die Fauna vom M. Beccara wesentlich reichhaltiger ist. Demgemäß müssen sämtliche Überschiebungsvorgänge entweder im Oligozän oder noch später stattgefunden haben.

M. ANELLI (1908) hat die Mergel von Marra mit dem Hauptkamm-Macigno parallelisiert und alle darüberliegenden Schichtfolgen als deren sedimentäre Bedeckung betrachtet. Die Beziehungen zum Hauptkamm-Macigno, der in dem bearbeiteten Gebiet nicht mehr auftritt und der in enger tektonischer Verknüpfung mit den Mergeln von Marra steht, können südlich Passo della Cisa beobachtet werden (G. GOLDBERG 1964). Danach überlagert der Macigno tektonisch sowohl die Mergel von Marra als auch die Kalk-Ton-Serie. Er bildet dabei eine große, nach NE vergente Falte und verschwindet mit einem nach SW eintauchenden, überkippt liegenden Flügel, um in nördlichen Gebieten, also auch im Bratica- und Cedra-Tal nirgends mehr aufzutreten. Die Mergel von Marra werden demnach einerseits randlich vom Macigno überfahren, so daß eine Parallelisierung im Sinne M. ANELLIs nicht richtig erscheint, andererseits in weiten Gebieten von der Kalk-Ton-Serie überschoben und können somit überall als die tiefste tektonische Einheit betrachtet werden. Diese zentrale Stellung läßt vermuten, daß hier irgendwelche Zusammenhänge mit dem eigentlichen toskanischen

Autochthon der Apuaner Alpen oder mit ähnlichen Bildungen aus der Gegend von Bobbio vorliegen, auf die in Diskussionen mit italienischen Geologen öfters hingewiesen wird. Diese Überlegungen, sowie die gesamte Problematik der Toskaniden I und II sind aber zur Zeit stark im Fluß, so daß jetzt dazu nicht Stellung genommen, sondern lediglich betont werden soll, daß auch hier ein autochthoner Komplex angetroffen wurde, der offensichtlich über weite Strecken von allochthonen Massen bedeckt wird. Die Mergel von Marra selbst haben ebenfalls eine tektonische Beanspruchung erfahren, die man aus einer schwachen Verfaltung und aus mehreren,sie durchziehenden Kluftsystemen ablesen kann. Bei Monchio fallen sie überwiegend mit 20 - 30° in nordwestliche Richtungen ein und tauchen unter die Kalk-Ton-Serie, die sie allseitig umgibt, so daß sie dort ein kleines Fenster bilden.

4. 22 Allochthon I (Das Tertiär des Bratica-Tales)

Die tertiären Serien des Parma- und Bratica-Tales weisen vor allem zwei wichtige Probleme auf. Einmal wird die Überschiebung auf den oligozänen Untergrund als eine einheitliche, tektonische Bewegungsphase dadurch in Frage gestellt, daß sich in verschieden hohen Niveaus immer wieder kalkig-tonige Sedimente vom Typus der eigentlichen Kalk-Ton-Serie finden, so daß für diese Schichtglieder auch an olisthostromatische Einschaltungen gedacht werden muß. Zum anderen ist das Verhältnis der Kalksandsteine von Groppo Sovrano zu den übrigen Sedimenten des Bratica-Tertiärs nicht eindeutig zu klären. Diese beiden Fakten lassen durchaus die Überlegung zu, ob es sich hierbei wirklich um eine tektonische Einheit mit einer normalen stratigraphischen Abfolge handelt, die als Ganzes die Mergel von Marra überschoben hat, oder ob sie verschiedenen Vorgängen ihr jetziges Erscheinungsbild verdankt.

Bevor auf diese beiden Problemkreise eingegangen wird, soll zuerst das allgemeine tektonische Bild geschildert werden. Bei dem ersten Blick auf die geologische Karte zeigen diese Sedimente im Bratica- und Cedra-Tal eine recht diffuse Verteilung, die anscheinend keinem ordnenden Prinzip unterworfen ist. Verfolgt man die einzelnen Elemente genauer, so lassen sich aber doch großräumige, tektonische Strukturen ablesen, die dem Ganzen einen gewissen, festen Rahmen geben. Natürlich gibt es zahlreiche, untergeordnete Störungen und Spezialfalten, deren Registrierung über die Ziele dieser Arbeit weit hinausgehen würde. Vor allem in der Kalk-Ton-Serie ist das Messen von Streich- und Fallwerten sinnlos, sobald man sich auf einige Werte beschränkt und nicht alles einzeichnet, was zu sehen ist. Es kommt öfters vor, daß ein Aufschluß viele Meßwerte ermöglicht, ohne eine generelle Lagerung anzugeben. Wegen der stellenweise schlechten Aufschlußverhältnisse wird man auch bei sorgfältigster Aufnahme zu keinem gültigen Ergebnis kommen, so daß man bei Rückschlüssen in erster Linie auf die geographische Verteilung der Serie angewiesen ist. In dem Ponte Bratica-Sandstein ist es manchmal genauso, es lassen

sich aber doch Anhaltspunkte für die vorherrschende Lage im Raum gewinnen. Die Ponte Vestana-Serie und die Schiefer von Grammatica sind für die tektonische Deutung nur in ihrer Höhenlage von Interesse. Meßwerte zu entnehmen, ist meist gar nicht möglich, und falls es doch möglich ist, dann divergieren sie in gleicher Weise wie in der Kalk-Ton-Serie. Ähnlich liegen die Dinge in dem Petrignacola-Sandstein und dem Kalksandstein von Groppo Sovrano. Im Petrignacola-Sandstein fehlt die Schichtung oft, der Kalksandstein von Groppo Sovrano ist zwar geschichtet, aber die Pakete sind in sich zusammengefallen oder verrutscht, so daß die meisten Messungen die wahren Verhältnisse nur annähernd wiedergeben. Außerdem liegt er teils normal, teils überkippt, wie z. B. oberhalb Rividulano als einzelner Block allseitig von Störungen umgrenzt vor und läßt sich schlecht in die Gesamtsituation einpassen. Hinzu kommen die Schwierigkeiten, die bei der Stratigraphie entstehen und auf dem Fehlen einer exakten Einordnungsmöglichkeit beruhen.

Wenn man die eingangs erwähnten Komplikationen der Einfachheit halber vorerst unberücksichtigt läßt und sich bei der tektonischen Deutung vor allem auf den Ponte Bratica-Sandstein und die allgemeine Höhenlage der einzelnen Glieder stützt, dann lassen sich die tektonischen Verhältnisse für die rechte Parma- und Bratica-Talseite und für das westliche Cedra-Tal etwa bis zur Frana von Casanova hin innerhalb des Tertiärs so formulieren:

Es handelt sich um einen stark gestörten und spezialgefalteten Sedimentstoß, der im südlichen Teil bis Bellasola vorwiegend mit ca. 30° nach NW abtaucht, im nördlichen Teil dagegen in östliche Richtungen einfällt. Es sind also entweder vorwiegend NE-SW- oder N-S-gerichtete Streichrichtungen vorhanden, die im Gegensatz zu dem Streichen des Apennin-Hauptkammes stehen. Beide Strukturen können nur im Zusammenhang mit dem sich weiter im W anschließenden Gebiet verstanden werden. Es seien deshalb Angaben von H. MARKWICH (1964) mit zur Erklärung herangezogen. Danach stellt der südliche Teil den östlichen Flügel einer Mulde dar, in deren Kern die gewaltigen Kalksandsteine von Groppo Sovrano liegen, und der nördliche Teil den östlichen Flügel eines Sattels, in dessen Mitte die großen Areale der Kalk-Ton-Serie um Canetolo herum aufgeschlossen sind (vgl. Profil 7). Drei Störungen sind von Bedeutung, die alle in starken Franen und quer zum Parma- bzw. Bratica-Tal verlaufen. Von S nach N liegen sie nördlich des Rio della Piella, nordwestlich des Rio Terra Rossa und in der Frana von Cascinelle. Sie lassen den Ponte Bratica-Sandstein unterhalb Ballone und oberhalb Villula horstartig hervortreten. Untergeordnete Störungen versetzen bei Bellasola und Rividulano die einzelnen Pakete des Kalksandsteins von Groppo Sovrano gegeneinander.

Die westliche Seite des Cedra-Tales ist nicht so schollenartig zerlegt. Man kann z. B. den Ponte Bratica-Sandstein vom Passo di Casarola bis nach Trevignano in einer langsam nach NE abnehmenden Höhenlage auf sechs Km verfolgen, wobei die Mächtigkeit in derselben Richtung allmählich geringer wird.

Da sich R. B. BEHRMANN (1936) näher mit den Sedimenten des Parma- und Bratica-Tales auseinandergesetzt und in seiner Arbeit "Die

Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung" die Ansicht vertreten hat, daß "das Eozän des Parma-Tales nicht der ligurischen Decke, sondern den Toskaniden angehört, die hier in einem fensterartigen Aufbruch zutage treten", sei hier auf diese Konzeption eingegangen. R. B. BEHRMANN parallelisiert den Ponte Bratica-Sandstein bei Corniglio mit dem Hauptkamm-Macigno, stellt die Kalk-Ton-Serie, die seiner "Tongruppe" entsprechen müßte, stratigraphisch teils über den Ponte Bratica-Sandstein, teils hält er sie im Cedra-Tal gemeinsam mit dem Ostia-Sandstein für Argille scagliose der ligurischen Decke. Der Caio-Alberese, den er mit den Kalken von Groppo del Vescovo gleichstellt, ruht nach seiner Meinung sedimentär auf den Liegend-Serien und die Überschiebungsgrenze der Liguriden liegt unterhalb der Serpentinite und polygenen Brekzien. Aus dieser Anschauung heraus ergibt sich scheinbar zwanglos ein toskanisches Fenster, das aus Kalk-Ton-Serie, Ponte Bratica-Sandstein und Caio-Alberese besteht und von den ligurischen Sedimenten in Form von Serpentiniten, polygenen Brekzien, Ostia-Sandstein und Kalk-Ton-Serie umrahmt wird. Dazu ist folgendes zu sagen:

Die Darstellung ist deshalb wenig überzeugend, weil der Ponte Bratica-Sandstein aufgrund erheblicher Mächtigkeits- und Altersunterschiede nicht mit dem Hauptkamm-Macigno parallelisiert werden kann. Der Macigno wird 2000 m mächtig, hat oligozänes Alter, taucht mit einer großen Falte nach NE ab und hat keine Beziehung zu dem 150 - 200 m mächtigen, mittel-eozänen Ponte Bratica-Sandstein. Die Kalk-Ton-Serie liegt unter dem Ponte Bratica-Sandstein und nicht darüber. Eine Verschuppung, die R. B. BEHRMANN dafür verantwortlich macht, ist nicht notwendig. Der Caio-Alberese liegt tektonisch und nicht sedimentär auf seinem Untergrund, was ganz eindeutig aus den Kontakten und der Mikrofauna hervorgeht. Die Überschiebungsbahn der ligurischen Decke ist nicht an den angegebenen Stellen vorhanden, da dort der Caio-Alberese überkippt liegt und auf seinem Rücken die normalen Liegend-Serien trägt. Demnach kommen alle von R. B. BEHRMANN genannten Serien für die Bildung eines Fensters nicht in Betracht, da sie sämtlich allochthon sind. Die tektonische Situation ist viel komplizierter als sie auf den ersten Blick hin erscheinen mag. Dennoch deutet sich ein eventuell toskanisches Fenster in diesem Raume an. Denn die Mergel von Marra, die im oberen Parma-Tal auftreten, werden von der älteren Kalk-Ton-Serie allseitig umgeben, so daß dieses interessante Vorkommen, das von R. B. BEHRMANN nicht erwähnt wird, letzten Endes als einziger Angelpunkt für eine derartige tektonische Deutung dienen kann.

Der Abschnitt des Cedra-Tales, der sich östlich an die Frana von Casanova anschließt, wird außer der olistholithischen bzw. olistho-stromatischen Einschaltung des Ostia-Sandsteins und buntschieferartiger Sedimente in erster Linie von der Kalk-Ton-Serie und den Kalken von Groppo del Vescovo beherrscht. Die Kalk-Ton-Serie liegt in ihrem üblichen, chaotischen Zustand vor und muß generell mehr oder weniger horizontal oder flach nach N einfallend anstehen, da sie bei Zibana eine weite Verbreitung besitzt und der darüberliegende Ponte Bratica-Sandstein mit 25° in nördliche Richtungen abtaucht. Der M. Fageto bildet

mit seinen tertiären Kalken zwischen dem Enza- und Cedra-Tal eine mächtige Antiklinale, die von Vairo bis zum Gipfel selbst hinaufreicht und auf der nördlichen Seite nach Isola und Palanzano hinabsteigt. Öfters auftretende, überkippte Partien können leicht durch eine enge Kaskadenfaltung erklärt werden, die für die Kalke von Groppo del Vescovo sehr bezeichnend ist. So findet man z. B. in den unteren Bereichen des Canalaccio auf engem Raum mehrere Faltenachsen hintereinander oder westlich des M. Fageto auf etwa 1100 m Höhe eine schöne Faltenumbiegung. Das Streichen dreht dabei aus einer E-W-Richtung in dem westlichen Gebiet in eine NE-SW-verlaufende Richtung, die am M. Fageto überwiegt. Diese Angaben haben aber nur begrenzte Gültigkeit, da die heftige Verfaltung örtlich zu starken Schwankungen führen kann. R. GHELARDONI von der AGIP MINERARIA publizierte 1961 aus diesem Raum eine Detailuntersuchung, die sich speziell mit den Verhältnissen zwischen dem M. Caio und dem M. Fageto befaßt. In dieser Veröffentlichung nimmt er eine stratigraphische Abfolge vom Ostia-Sandstein über die Kalk-Ton-Serie und den Petrignacola-Sandstein bis zu dem Caio-Alberese an, den er mit den tertiären Kalken vom M. Fageto gleichsetzt, und schlägt eine liegende Falte ("piega coricata") zur Erklärung der tektonischen Situation vor, deren normaler Teil der Caio-Alberese, deren überkippter Teil die nach N abtauchenden Kalke des M. Fageto und deren tektonisch zerquetschter Kern der Ostia-Sandstein inclusive der Kalk-Ton-Serie sein soll.

Abgesehen davon, daß man den ober-kretazischen Caio-Alberese nicht mit den albereseähnlichen, tertiären Kalken vom Typ Groppo del Vescovo, wie sie am M. Fageto auftreten, gleichstellen kann, daß die Kalk-Ton-Serie und der Petrignacola-Sandstein eindeutiges Tertiär sind und diese Abfolge bis zum Caio-Alberese auf tektonischen Ursachen beruht, müßte der Übergang zwischen den überkippt liegenden tertiären Kalken des M. Fageto und den ebenfalls überkippten Kreide-Serien im Cedra-Tal bei Isola nicht tektonisch, sondern sedimentär sein, falls man dort eine liegende Falte fordern will. Um dieses letztere Argument zu prüfen, wurde der Kontakt zwischen den Kalken des M. Fageto und den faziellen Vertretern des Ostia-Sandsteins genauer untersucht. Er ist einmal direkt unterhalb des Elektrizitätswerkes von Isola und zum zweiten Mal ca. 500 m westlich im Flußbett des T. Cedra aufgeschlossen. An beiden Stellen liegen beide Serien überkippt übereinander und fallen mit ca. 40° nach N ein. Diese Konkordanz läßt bei kurzer Betrachtung zuerst eine sedimentäre, kopfstehende Schichtfolge vermuten. In Wirklichkeit liegt aber eine Verschuppung vor, die durch Abbildung 3 (s. u.) näher erläutert werden soll. Wie man erkennt, liegen von N nach S unter den faziellen Vertretern des Ostia-Sandsteins zwei typische Bänke der tertiären Kalke vom M. Fageto in albereseartiger Ausbildung mit dem gleichen nach N gerichteten Einfallen. Der Kontakt wird von dem Wasser des T. Cedra eingenommen. Südlich dieser beiden tertiären Bänke folgen ein etwa 1/2 cm breites Calcitband und danach wiederum Gesteinsbänke, die den faziellen Vertretern des Ostia-Sandsteins gleichen. Um zu verdeutlichen, daß hier eine tektonische Abfolge von Kreide-Tertiär-Kreide auf kleinstem Raum vorliegt, wurden Dünnschliffe

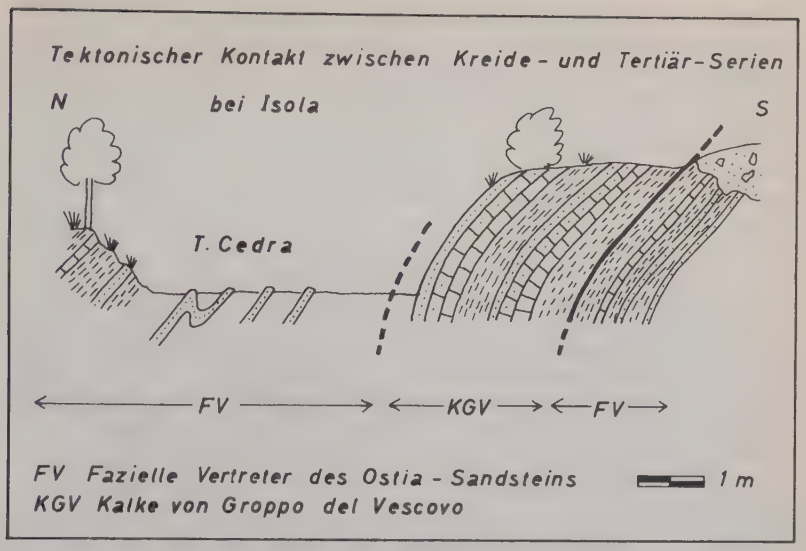


Abb. 3

hergestellt. Schliff 491a, der den Basislagen der Tertiärbänke entnommen ist, zeigt einen konglomeratischen Kalkarenit mit Discocyclina sp., Nummulites sp., Globorotalia (Truncorotalia) sp., Echinodermen-, Bryozoen- und Lithothamniumresten, daneben Kalkgerölle mit Globorotalia sp. und ?Heterohelix sp., Schliff 491b aus den südlich darunterliegenden Kreide-Bänken enthält Heterohelix sp. und kleine Globigerinen, wie sie für die Grenze Unter-Ober-Kreide typisch sind. Falls hier eine normale Abfolge entstehen sollte, müßten gerade diese Bänke ein tertiäres Alter aufweisen, da sie wegen der überkippten Lagerung zwar unter den tertiären Kalken, aber stratigraphisch auf ihnen liegen. Da sie offensichtlich der Kreide angehören, entfällt der sedimentäre Kontakt, der wegen der großen Schichtlücke zwischen eozänen und mittel-kretazischen Sedimenten ohnehin fraglich gewesen wäre. Die liegende Falte von R. GHELARDONI (1961) stellt demnach keine befriedigende Erklärung zur Deutung der tektonischen Verhältnisse im östlichen Cedra-Tal dar. Die Situation ist weitaus komplizierter und läßt sich am besten so darstellen, daß man im Talboden eine allochthone Kalk-Ton-Serie annimmt, die lateral in mächtige Kalke vom Typ Groppo del Vescovo übergehen kann. Diese Kalke bauen am M. Fageto eine große,spezial verfaltete Antiklinale auf. In der Kalk-Ton-Serie eingeschaltet findet sich der Petrignacola-Sandstein I und das olistholithische Vorkommen des Ostia-Sandsteins bzw. dessen fazieller Vertreter. Insgesamt werden diese Sedimente auf der linken Cedra-Talseite von dem Caio-Alberese tektonisch überlagert (vgl. Profil 2).

Im Anschluß hieran sollen noch die anfangs skizzierten Probleme des Bratica-Tertiärs durchdiskutiert werden. Die tertiären Serien im Bratica- und oberen Parma-Tal erwecken zuerst den Eindruck, als ob es sich hierbei um eine sedimentäre Folge handele, die in das Eozän

zu stellen ist und die als eine tektonische Einheit die oligozänen Mergel von Marra überfahren hat. Die Gründe für diese Annahme wurden im stratigraphischen Teil dargelegt, wobei aber auch auf die Schwierigkeiten, die dieser Deutung entgegenstehen, aufmerksam gemacht wurde. Denn die in verschieden hohen Horizonten auftretenden kalkig-tonigen Serien geben Anlaß, um an olisthostromatische Einschaltungen zu denken, die die Sedimentation des Ponte Bratica- und Petrignacola-Sandsteins unterbrechen, so daß die Einheitlichkeit der Überschiebung auf den jüngeren Untergrund in Frage gestellt ist. Diese Überlegungen werden durch Beobachtungen von G. ZANZUCCHI (1963, S. 4) in den Mergeln von Marra unterstützt: "Non sono rare le lenti di "Argille e Calcari" in tutto simili a quelle della formazione nummulitifera, fra gli strati superiori delle marne (mM); è possibile interpretarli come lembi scivolati durante la sedimentazione ed intercalati verso l'alto della serie argillitica (olistoliti),...". Hinsichtlich des Ponte Bratica-Sandsteins hält er es für möglich, daß er die sedimentäre Fortsetzung der Sandsteine von Pracchiola darstellt, die nur durch kalkig-tonige Olisthostrome unterbrochen wurde. Für alle Sandsteinkomplexe des Bratica-Tertiärs schlägt er folgende Deutung vor (S. 28): "Essi potrebbero anche corrispondere a riprese di risedimentazione detritica sabbiosa, analoga a quella inferiore, del Macigno." Damit ist die schon häufig diskutierte Möglichkeit angedeutet, daß eine macigno-ähnliche Sedimentation auch auf einen nicht toskanischen Ablagerungsraum übergreifen kann.

Zu den Verhältnissen speziell im Bratica- und oberen Parma-Tal sei bemerkt: Es erscheint unwahrscheinlich, daß die Sedimentation von den Sandsteinen von Pracchiola über die Mergel von Marra in den Ponte Bratica- und Petrignacola-Sandstein übergeht und daß somit die beiden letzteren Sandsteinpakete autochthon sind, da die Mergel von Marra oligozänes Alter aufweisen und der Ponte Bratica-Sandstein entsprechend den spärlichen Fossilfunden in das Mittel-Eozän zu stellen ist. Oligozän konnte an keiner einzigen Stelle im Bratica-Tertiär gefunden werden. Die so interessanten Gedankengänge G. ZANZUCCHIs scheitern demnach an dem Fehlen einer Fauna, die allein eine Feinstratigraphie und damit die Lösung dieser Fragen ermöglichen könnte. Außerdem muß immer noch, so bestechend die Möglichkeit der Unterbrechung einer Sandschüttung durch Olisthostrome der Kalk-Ton-Serie sein mag, die andere Möglichkeit ins Auge gefaßt werden, daß keine olisthostromatische Einschaltung, sondern die Wiederholung derselben Sedimentart zu verschiedenen Zeiten vorliegt. Daß so etwas in dem erwähnten Raum grundsätzlich möglich ist, zeigen die verschiedenen Vorkommen des Petrignacola-Sandsteins. Der Petrignacola-Sandstein I läßt sowohl eine gleittektonische wie eine rein sedimentäre Deutung zu, da er linsenförmig in der Kalk-Ton-Serie liegt. Der Petrignacola-Sandstein II und III liegt aber eindeutig in einzelnen Bänken innerhalb des Ponte Bratica-Sandsteins bzw. der Ponte Vestana-Serie, so daß hier an einer normal-sedimentären Verknüpfung nicht gezweifelt werden kann. Das, was für die Sandsteinkomplexe des Bratica-Tertiärs bewiesen werden kann, könnte doch auch für die einzelnen, kalkig-tonigen Serien möglich sein. Für eine rein tektonische Lösung durch eine intensive Schuppung bleibt wegen der weitverbreiteten Gleitungsvor-

gänge und der spärlichen Beweismöglichkeiten kein Platz.

Außer diesen Komplikationen verwirren die unklaren Verhältnisse zwischen den Kalksandsteinen von Groppo Sovrano und dem Petrignacola-Sandstein III die ohnehin nicht klare, stratigraphische Situation und geben dem Bratica- und oberen Parma-Tal ein ganz besonderes Gepräge. Die Lage ist deshalb so schwierig zu verstehen, weil an vielen Stellen über dem Ponte Bratica-Sandstein anstatt der Ponte Vestana-Serie und des Petrignacola-Sandsteins III die Schiefer von Grammatica und die Kalksandsteine von Groppo Sovrano liegen, ohne erkennen zu lassen, ob diese plötzliche Änderung durch tektonische Vorgänge oder einen schnellen Fazieswechsel hervorgerufen wird. H. MARKWICH (1964) hält eine tektonische Deutung für wahrscheinlich, indem er annimmt, daß die Kalksandsteine von Groppo Sovrano hochgeschuppt wurden, wobei ihnen die Schiefer von Grammatica als Gleitbrett gedient haben. G. ZANZUCCHI (1963) erwägt einen Fazieswechsel, ohne sich dabei genauer festzulegen. Für eine tektonische Deutung in Form einer Schuppe sprechen petrographische Unterschiede, da der Kalksandstein von Groppo Sovrano ein fossilreicher Kalkarenit ist, während der Petrignacola-Sandstein eine feldspätische Grauwacke darstellt, außerdem auch die Tatsache, daß die Fauna der Kalksandsteine von Groppo Sovrano samt derjenigen der darüberliegenden Kalke älter ist als die Fauna des Ponte Bratica-Sandsteins und der Ponte Vestana-Serie. Gegen die Annahme einer Schuppe und somit für einen raschen Fazieswechsel kann angeführt werden, daß die Fauna umgelagert sein kann, was aufgrund ihres Erscheinungsbildes auf keine großen Schwierigkeiten stößt, daß in den Schiefern von Grammatica, die zweifellos zu dem Kalksandstein von Groppo Sovrano stratigraphisch dazugehören, eine fraglich mittel-eozäne Fauna gefunden werden konnte und daß Gemeinsamkeiten wie grüne Mergelschmitzen, konglomeratische Partien und vor allem immer die gleiche Höhenlage im Tertiär-Profil gegeben sind. Das Argument, daß in Flysch-Serien so eine rasche Mächtigkeitsabnahme und ein damit verbundener Fazieswechsel nicht möglich sind, kann leicht entkräftet werden. Denn bei diesen Sedimenten ist die Flysch-Fazies nicht von vornherein zu akzeptieren, außerdem schwanken sie selbst in ihrer Mächtigkeit derart, daß sie auf wenige km von 50 - 70 m auf 10 m abnehmen und in der weiteren Umgebung nicht mehr zu finden sind. Die Fragestellung muß demnach auch in diesem Punkt ungelöst bleiben, da zu viele Beobachtungen vorliegen, die sich nicht miteinander vereinigen lassen.

Abschließend ist zu sagen, daß sich das Tertiär des Bratica-Tales zwar großräumig stratigraphisch und tektonisch gegen andere Einheiten abgrenzen läßt, daß aber innerhalb der Serie zwei strittige Probleme zurückbleiben, für die jeweils zwei Lösungsmöglichkeiten angeboten werden können.

4. 23 Allochthon II (Der Ostia-Sandstein und seine faziellen Vertreter)

Da sich der Ostia-Sandstein eng mit dem Bratica-Tertiär verzahnt und häufig nur als hausgroßer Block innerhalb tertiärer Sedimente vorkommt, muß für diese regellose Verteilung kretazischer Sedimente in einem tertiären Sedimentationsbecken ein Gleitungsvorgang angenommen werden, der während der Ablagerung des Bratica-Tertiärs stattfand und hin und wieder ein Hineinrutschen fremder Gesteine in fast sämtliche Horizonte des Tertiärs ermöglichte. Daß diese Erklärung für den Ostia-Sandstein zutrifft, zeigen die völlig unsystematisch auftretenden Vorkommen dieses Flysch-Sandsteins und die sehr schönen Faltenbilder im Cedra-Tal, die zu einer speziellen Untersuchung der Faltenachsen besonders geeignet zu sein scheinen. Während der Kartierung wurde angenommen, daß der Ostia-Sandstein als hineingeglittenes Sedimentpaket eine tektonische Einheitlichkeit zeigen müßte, die auf denselben Bewegungsmechanismus zurückzuführen wäre und am besten in einer bestimmten Faltenachsenrichtung zum Ausdruck kommen würde. Denn es war zu erwarten, daß sich die Faltenachsen bei der Richtigkeit der Annahme um einen Wert scharen, der senkrecht zur Herkunftsrichtung des Ostia-Sandsteins liegen mußte.

Da der Ostia-Sandstein im Cedra-Tal auf weite Strecken hin in einzigartiger Weise aufgeschlossen ist und die im Meter-Bereich vorliegenden Faltenachsen meistens auf einer Länge von 10 cm, manchmal bis zwei m sichtbar werden und mehr oder weniger horizontal verlaufen, konnten durch einfaches Anlegen des Kompasses insgesamt 64 Faltenachsen in einem ca. zwei km^2 großen Gebiet gemessen werden, das allerdings nicht zusammenhängt, sondern immer wieder durch Tertiär getrennt ist und vom Passo di Casarola bis nach Isola reicht. Die Häufigkeit der Faltenachsen ist dabei nicht gleichmäßig verteilt, sie liegt westlich der Frana von Casanova wesentlich höher als östlich davon, so daß das östliche Gebiet für diese Betrachtung kaum in Frage käme und sich die Gebietsgröße dementsprechend nur auf einen km^2 belaufen würde. Von den 64 gemessenen Werten liegen 59 zwischen 70^o und 160^o und nur fünf Werte, d. h. weniger als 10 %, im Bereich der restlichen 90^o. Maxima stellen die Werte 90^o, 110^o und 130^o dar. Obwohl die Streuung ziemlich groß ist, könnte man doch eine gewisse Übereinstimmung sehen, die dem Ostia-Sandstein in dem untersuchten Areal eine Einheitlichkeit der Bewegung zuspräche. Allerdings ließe sich über die Richtung, aus der der Ostia-Sandstein herangeglitten wäre, nichts aussagen, lediglich eine NW- oder SE-Richtung mit ziemlicher Sicherheit ausschließen.

Ob sein Herkunftsgebiet im N bis NE bzw. im S bis SW lag, ließe sich nur dann entscheiden, wenn eindeutige Vergenzen und genügend Kriterien zur Unterscheidung zwischen Sattel und Mulde vorhanden wären. Aber gerade das ist nicht der Fall. Denn Untersuchungen, die auf der Gradierung der Sandsteinbänke und auf Unterflächenstrukturen basieren, zeigen, daß das Bild längst nicht so einheitlich ist, wie die Faltenachsen vermuten lassen. Über die Hälfte der Falten kann in ihrer Ver-

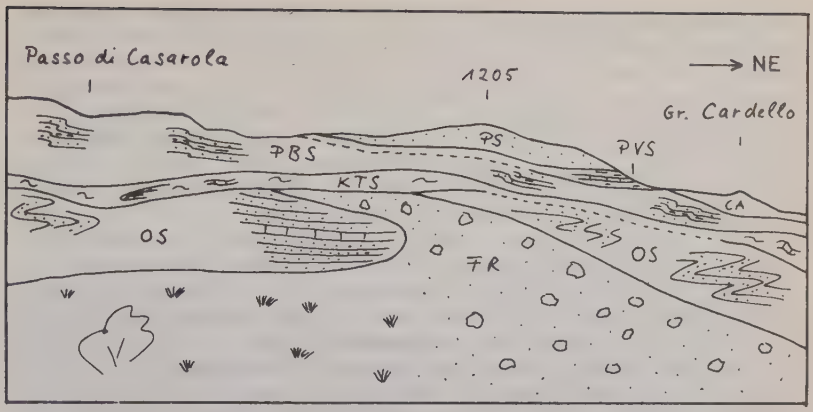


Abb. 4 Der Passo di Casarola von SE. Man erkennt das Bratica-Tertiär mit der Kalk-Ton-Serie (KTS), dem Ponte Bratica-Sandstein (PBS), der Ponte Vestana-Serie (PVS) und dem Petrignacola-Sandstein III (PS), daneben die olistholithische Einschaltung des Ostia-Sandsteins (OS) und den Caio-Alberese (CA). FR = Frana.

genz nicht bestimmt werden, da die normale oder überkippte Lagerung nicht eindeutig zu erkennen ist. Der Rest teilt sich in N- und S-vergente Falten auf, so daß der ganze Bewegungsmechanismus schlecht zu verstehen ist, falls das "graded bedding" und die Unterflächenstrukturen in Form von punkt- und strichförmigen Erhebungen wirklich die Lage einer Bank eindeutig festlegen. Die durch die Messungen scheinbar vorliegende Einheitlichkeit ist demnach nicht existent.

Für die bei Palanzano im östlichen Cedra-Tal anstehenden, bundschieferartigen Sedimente kommt am ehesten eine Deutung als olisthostromatische Einschaltung in Frage. Sie treten eng verknüpft mit der Kalk-Ton-Serie auf, befinden sich in einem chaotischen Zustand und wären, wenn sie nicht eine Kreide-Fauna geliefert hätten, sicher mit der Kalk-Ton-Serie verwechselt worden, da auch dort bunte Farben auftreten können. Generell ist die tektonische Situation im Ostia-Sandstein und seinen faziellen Vertretern so verworren, daß am besten noch gleittektonische Vorgänge, die großen Zufällen unterworfen sind, dafür verantwortlich gemacht werden können.

4. 24 Allochthon III (Der Caio-Alberese und seine Liegend- und Hangend-Anteile)

Die größte allochthone Einheit des Aufnahmegebietes bildet der Caio-Alberese. Ganz im Gegensatz zu den stark durchbewegten Serien im Untergrund liegt er als kaum gestörte, mächtige Sedimentplatte auf

dem Tertiär des Bratica-Tales bzw. dem Ostia-Sandstein. Meistens fällt er mit etwa 20° bis 30° nach NE ein und streicht somit apenninisch. Lokal kommen erhebliche Abweichungen vor, die durch eine Verbiegung des Schichtpaketes bedingt sind. So liegen manche Partien in der weiteren, östlichen Umgebung des M. Nocellara horizontal, andere fallen z. B. an der Überschiebungsgrenze im nördlichen Bratica-Tal in südliche oder südwestliche Richtungen ein, wieder andere tauchen in der Nähe des Oberlaufes des T. Bardea nach SE ab. Eine gefaltete Zone mit einer N-Vergenz erstreckt sich vom Rio Canebes über die Costa del Dragolare bis nach Groppo Ferniana. Aber sonst hält bis auf die plötzlich überkippt liegenden Anteile eine erstaunliche Konstanz der Einfallsrichtung nach NE vor, die im Cedra-Tal besonders gut zu beobachten ist und die die im stratigraphischen Teil erwähnte Unterteilung geradezu herausfordert. Interessant ist dabei die Überschiebungsgrenze, die schräg durch das ganze Bratica-Tertiär verläuft. Denn im Bratica-Tal werden bei Rividulano, Cascinelle und Bellasola bis zum Passo di Zibana die Kalksandsteine von Groppo Sovrano mit ihren Hangend-Serien bzw. die Ponte Vestana-Serie oder der Petrignacola-Sandstein III überfahren, im Cedra-Tal dagegen tiefer liegende Einheiten. Es läßt sich sehr schön verfolgen, wie die Überschiebungsgrenze langsam nach E abtaucht und dabei in der Nähe von Sommo Groppo den Ponte Bratica-Sandstein und bei Selvanizza den Petrignacola-Sandstein I und die Kalk-Ton-Serie abschneidet. Demnach muß das Relief, das der Caio-Alberese überschoben hat, schon vor der Überschiebung vorhanden gewesen sein.

In seiner Gesamtheit könnte der Caio-Alberese eventuell als normal liegender Flügel einer zusammengeklappten Mulde aufgefaßt werden, die ihre Fortsetzung, Umbiegung und den überkippten Teil einen Bergkamm weiter westlich am M. Cervellino findet (G. ZANZUCCHI 1963). Denn dieser Typ der liegenden, auf jüngere Einheiten überschobenen Mulde ist im Nord-Apennin weit verbreitet und für den Ober-Kreide-Alberese besonders charakteristisch. Dieser Deutung steht aber entgegen, daß der Caio-Alberese östlich des Bratica-Tales über 2500 m, westlich des Parma-Tales aber nur ca. 300 m mächtig wird. Außerdem kommt hinzu, daß die Mulde am M. Cervellino nach H. MARKWICH (1964) eine nach SE gerichtete Vergenz zeigt und somit schlecht eine tektonische Verbindung mit dem eigentlichen Caio-Alberese haben kann, der nach NE einfällt und eine N-vergente Faltenzone aufweist.

Da der Ostia-Sandstein öfters an der Basis des Caio-Alberese vorkommt, könnte vermutet werden, daß zwischen beiden Schichtgliedern ein stratigraphischer Zusammenhang besteht. Für diese Verbindung spricht sich G. ZANZUCCHI (1963, S. 28) aus: "La base del flysch di M. Caio è costituita da arenarie fittamente stratificate alternanti ad argille anche colorate (arenarie di Ostia)..." und nun weist er noch darauf hin, daß die unmittelbare Basis des Caio-Alberese durch Brekzien gebildet wird, die in dem höheren Teil des Ostia-Sandsteins liegen. Daß diese Ansicht wahrscheinlich nur teilweise richtig ist, läßt sich durch folgende Überlegung zeigen. Der Ostia-Sandstein muß sich eher in Bewegung gesetzt haben, da er in tiefere Einheiten gleittektonisch eingeschaltet ist, als der über den gesamten Tertiär-Trog des

Bratica-Tales hinweggeglittene Caio-Alberese. Falls beide stratigraphisch unter Zwischenschaltung der polygenen Brekzien und Serpentinite miteinander in Verbindung gestanden hätten und somit demselben Sedimentationsraum entstammen würden, wäre zu erwarten, daß erst die höhere Einheit, der Caio-Alberese, und später die tiefere Einheit, der Ostia-Sandstein verfrachtet worden wäre. Denn man kann sich schlecht vorstellen, daß die liegenden Anteile eines Sedimentpaketes den hangenden vorauseilen und dadurch das fremde Sedimentationsbecken, in das sie hineingleiten, eher erreichen als ihre normale, stratigraphische Bedeckung. Der entgegengesetzte Vorgang, der durch das Nacheinanderabgleiten von Schichtstößen eine tektonische Umkehr der normalen Stratigraphie hervorruft, ist an vielen anderen Stellen des Nord-Apennins zu beobachten und trifft eventuell auch für das Verhältnis zwischen Bratica-Tertiär und Caio-Alberese zu (vgl. Kap. 5.0). Das gemeinsame Vorkommen von Ostia-Sandstein und Caio-Alberese über dem Bratica-Tertiär muß demnach als tektonischer Zufall gedeutet werden, beide Serien können stratigraphisch nicht unmittelbar in Verbindung stehen. Problematisch bleibt die Stellung des überkippt liegenden Teiles eines Ober-Kreide-Alberese, der von Pratopiano über den Berg zwischen C. Zumarra und M. Guardia bis nach Vezzano zu verfolgen ist und der mit den im S daraufliegenden polygenen Brekzien in sedimentärer Verbindung steht (vgl. Kap. 3.6). Es handelt sich dabei sicher um eine einheitliche Struktur, die nur durch Schuttgebiete in der Nähe des Rio Rumieto und in der Umgebung von Amisani unterbrochen wird. In dem stratigraphischen Teil wurde dieser Ober-Kreide-Alberese zu dem Caio-Alberese gestellt. Es soll aber ausdrücklich betont werden, daß die Überkippung nicht durch ein einfaches Umklappen des gesamten Caio-Alberese zustande kommen kann. Denn diese kopfstehenden Partien legen sich nacheinander von S nach N auf die ganze Abfolge des Caio-Alberese und die Mergel und Sandsteine von Tizzano, so daß hier eine weitreichende Überschiebung vorliegen muß. Daß eine tektonische Fläche den Caio-Alberese von den überkippten Teilen trennt, kann gut von dem rechten Cedra-Ufer bei Selvanizza beobachtet werden. G. ZANZUCCHI (1963) veröffentlichte von dieser Lokalität eine Fotografie (Tafel VII, Fig. 14), in der er einfache Faltenumbiegungen einzeichnet. Diese Faltenumbiegungen sind, wie eine genaue Untersuchung ergab, an den angegebenen Stellen nicht existent und auch eine mechanische Unwahrscheinlichkeit. Denn man kann ganz klar verfolgen, wie die Mulde, die unterhalb des Berges an Punkt 824 schön hervortritt, in südöstlicher Richtung allmählich von der Überschiebungsfläche durchschnitten wird, so daß gegenüber dem Elektrizitätswerk von Selvanizza normale und überkippte Lagen direkt aufeinanderfolgen (vgl. Abb. 5).

Eine einfache Muldenbildung ist auch deshalb nicht möglich, weil unter den überkippten Bänken mindestens noch mehrere 100 m des Caio-Alberese vom Typ Groppo d'Agna liegen müssen, die an der Umbiegung nicht teilgenommen haben. Das kann man ganz leicht dadurch beweisen, daß man eine normal liegende Bank unterhalb der angenommenen Überschiebung nach NW hin verfolgt. Man kommt dabei zwanglos nach etwa dreieinhalb km an einen Punkt, der zwischen Corno di Caneto und Sasso auf ca. 1200 m Höhe liegt und unter dem der gesamte

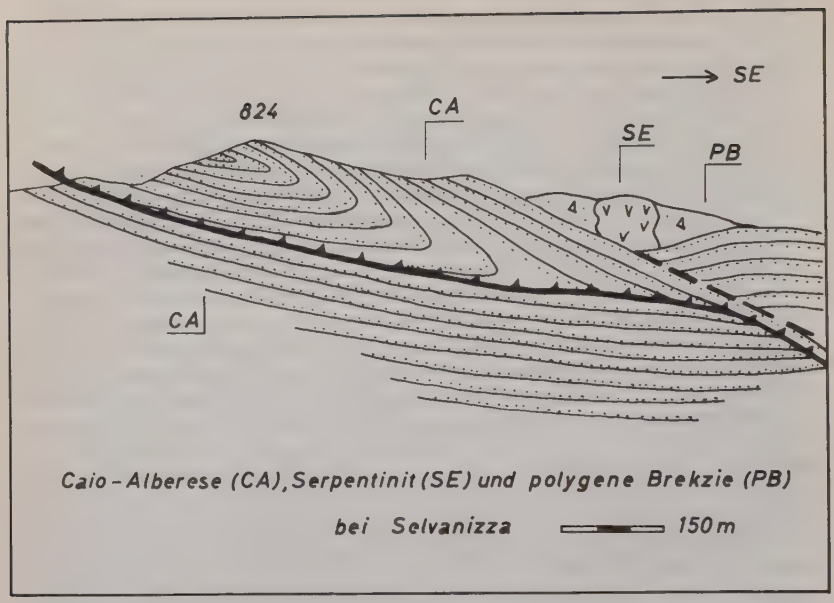


Abb. 5 Tektonischer Kontakt zwischen normal und überkippt liegenden Partien des Caio-Alberese bei Selvanizza.

Typ Groppo d'Agna aufgeschlossen ist.

Die im E des Arbeitsgebietes auftretenden, überkippten Lagen des Caio-Alberese sind aus diesen Gründen durch eine mehr als 10 km lange Überschiebung von ihrer Unterlage getrennt. Im Bereich zwischen Madurera und Vezzano ist diese Überschiebung nicht eindeutig zu sehen, da die Aufschlußverhältnisse zu schlecht sind. Es finden sich aber dennoch genug Indizien, um hier eine vermutete Überschiebung anzunehmen, wie es auch in der tektonischen Karte geschehen ist. Eine große Spekulation stellt die Verbindung dar, die man zwischen diesem invers lagernden Muldenflügel und den entsprechenden Vorkommen an dem Bergkamm zwischen M. Sillara - M. Polo - M. Cervellino herstellen könnte, da auch dort die polygenen Brekzien und Serpentinite in einer vergleichbaren Position auftreten. Der Caio-Alberese zwischen T. Bratica und T. Cedra würde dieser Überlegung zufolge von seiner eigenen Basis deckenartig überlagert (vgl. Profil 7).

Der Übergang zwischen dem Caio-Alberese und den Mergeln und Sandsteinen von Tizzano wird wahrscheinlich sedimentär sein, da das allgemeine tektonische Erscheinungsbild und auch die Mikrofauna dafür sprechen. Die Mergel und Sandsteine von Tizzano liegen ganz ruhig auf dem Caio-Alberese und fallen vorwiegend in östliche Richtungen ein. Einem kleineren Gleitvorgang, der sich an der Basis bemerkbar

macht, wird keine größere Bedeutung beigemessen (vgl. Kap. 3.54).

4.25 Allochthon IV (Der Cassio-Alberese und seine Liegend-Anteile)

Die Gründe, die für die Abtrennung der Chiastre-Serie und des Cassio-Alberese sprechen, wurden in Kapitel 3.6 dargelegt. Es muß demnach am M. Guardia mit einer vierten allochthonen Einheit gerechnet werden, die die überkippten Teile des Caio-Alberese überfährt. Die Überschiebungsgrenze wird zwischen den chaotischen Sedimenten zu suchen sein, die einerseits als Chiastre-Serie, andererseits als polygene Brekzie den Rio del Marmo begleiten. Daß hier eine tektonische Trennfläche liegen muß, zeigen die dort anstehenden, stark durchbewegten Schichtglieder und auch der zwingende Schluß, daß die beiden Alberese-Flügel des M. Guardia und des westlich davon gelegenen Berges nicht durch eine Sattel- oder Muldenkonstruktion miteinander verbunden werden können, selbst wenn man die Ausgliederung des Cassio-Alberese als besonderes Element nicht berücksichtigt (vgl. Profil 4). Der Cassio-Alberese liegt inclusive seiner sedimentären Unterlage, die vielleicht als inkompetentes Schichtpaket die Gleitung ermöglichte, als W-Flügel einer sanften Mulde auf den polygenen Brekzien. Diese Mulde wird im E durch eine vermutete Abschiebung von den konglomeratischen Sandsteinen von Ranzano getrennt und verliert dadurch ihren anderen Flügel. Der Cassio-Alberese macht einen relativ ruhigen, tektonischen Eindruck und fällt mit Werten, die zwischen 10^{o} und 40^{o} schwanken, in östliche Richtungen ein. Er ist als Erosionsrest einer ehemals größeren Einheit zu deuten.

4.26 "Allochthon" V (Die Molasse-Sedimente)

Als Schlüssel zur Lösung der tektonischen Problematik könnten die molasseartigen Sedimente dienen, falls sie autochthon wären und als Abtragungsschutt des aufsteigenden, fertig gefalteten Gebirges gelten könnten. Die vorkommenden Faunen müßten dann wesentlich jünger als die der Flysch-Serien und die einzelnen Schichtglieder dürften nicht mehr weiträumig in den ganzen Bewegungsprozeß einbezogen worden sein. Von dieser Warte aus ergeben sich für die tektonische Stellung der Molasse-Sedimente große Schwierigkeiten, die keine exakte Lösungsmöglichkeit für die vorliegenden Beobachtungen zulassen. Denn die Fauna der M. Piano-Mergel deutet auf ein ober-eozänes Alter hin. Diese Einstufung wird auch von vielen italienischen Bearbeitern angenommen. Die M. Piano-Mergel sind demnach etwas älter als die Mergel von Marra, auf denen sie gemeinsam mit den vier vorhergenannten, allochthonen Einheiten liegen. Die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano werden an der Basis etwa genauso alt sein wie die M. Piano-Mergel, da sie an vielen Stellen ohne die Zwischenschal-

tung der M. Piano-Mergel direkt den Flysch-Serien auflagern. Proben, die ihnen entnommen wurden, zeigen ein Ober-Eozän bis Unter-Oligozän-Alter an, falls die Fauna aus Mergellinsen stammt, die den M. Piano-Mergeln ähneln. Sonst liegt ein Oligozän-Alter vor, das sich auf die Mergel und Sandsteine vom M. Guido bezieht, die ihr fazielles Äquivalent darstellen. Aus diesen Angaben geht hervor, daß die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano entweder gleichaltrig oder älter als die Mergel von Marra sein müssen. Um diesem Dilemma aus dem Wege zu gehen, werden einerseits Umlagerungsvorgänge zur Erklärung herangezogen. Eine Sekundärfauna läßt sich am ehesten noch für die linsenartigen Mergeleinschaltungen innerhalb der Konglomerate wahrscheinlich machen, da diese Linsen offenbar durch Umlagerungsprozesse in die rasche Konglomeratschüttung einbezogen worden sind, so daß die Fauna samt ihrem Einbettungsmedium verfrachtet sein könnte. Für die eigentlichen M. Piano-Mergel und die schwarzen Mergellagen innerhalb der Mergel und Sandsteine vom M. Guido kommt diese Lösung nicht in Frage. Die M. Piano-Mergel nördlich von Lagrimone liegen unter den Konglomeraten und sind über längere Strecken zu verfolgen. Die schwarzen Mergellagen wechsellagern ganz normal mit den zugehörigen Sandsteinbänken, so daß in beiden Fällen keine Rutschungsvorgänge angenommen werden können. Die Fauna könnte natürlich auch alleine ohne die sie umgebenden Mergellagen umgelagert worden sein. Aber dann fällt ganz besonders auf, daß in den so fossilreichen Proben von der Basis der Molasse-Sedimente niemals ein Anzeichen für ein Ober-Oligozän oder Miozän nachgewiesen werden konnte. Es müssen deshalb auch andere Gedankengänge diskutiert werden. Der Vorschlag, für die hier behandelten Serien eine Allochthonie anzunehmen, geht auf G. MERLA (1957) zurück, der eine Sedimentation während der Überschiebung für möglich hält. Der Ober-Kreide-Alberese wäre dementsprechend über den Untergrund hinweggeglitten und hätte die Sedimente, die während des Bewegungsvorganges oder vielleicht auch davor abgelagert wurden, auf seinem Rücken mitverfrachtet. Da diese Erklärungsmöglichkeit den Untersuchungsergebnissen eher gerecht wird, soll ihr hier der Vorzug gegeben werden. Um eine definitive Entscheidung treffen zu können, ist das bearbeitete Gebiet viel zu klein, so daß auch das sogenannte "Allochthon V" mit einigen Bedenken als Überschrift dieses Kapitels gewählt wurde. Für eine hinreichende Lösung dieses Problems wären eine eingehende Kartierung und Probennahme an der gesamten Untergrenze der M. Piano-Mergel bzw. der konglomeratischen Sandsteine von Ranzano notwendig.

Daß die Molasse-Sedimente noch tektonisch beansprucht worden sind, geht aus Falten und Störungen hervor, die sich öfters beobachten lassen. So treten z. B. in den Steilabfällen nordwestlich von Taviano und auch im T. Enza bei C. Mora eng gefaltete Partien auf. Am M. Guido sind in den dünngeschichteten Sandsteinlagen kleine Faltenbilder zu erkennen. Am deutlichsten kommen diese Bewegungen im T. Bardea zum Ausdruck, wo mehrere große Falten aufgeschlossen sind, die an ähnliche Bilder aus dem Flysch erinnern (vgl. Abb. 6).

Störungen sind in untergeordnetem Maße vorhanden. Bei Prada, südwestlich C. Mora und oberhalb der Einmündung des T. Bardea in den

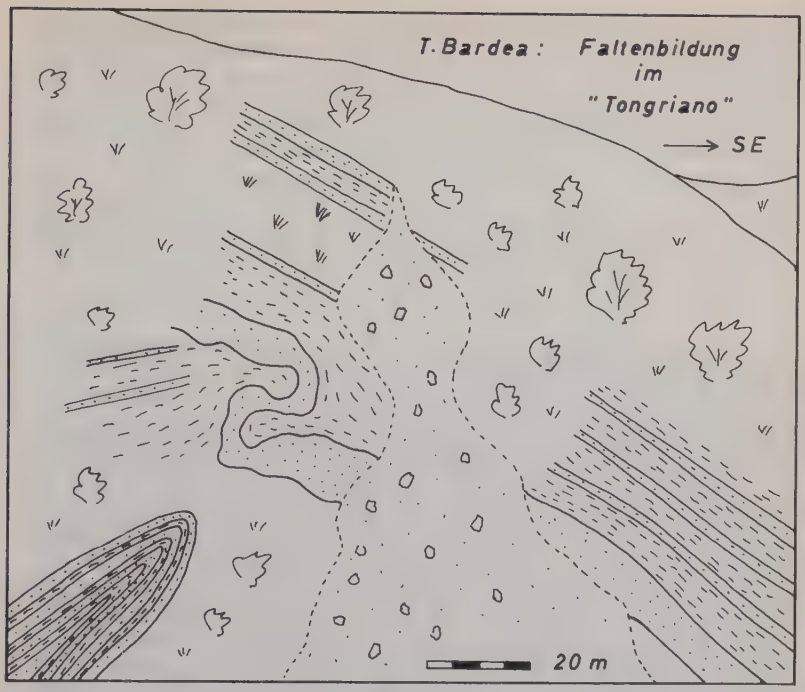


Abb. 6

T. Enza sind sie bemerkt worden. An der letztgenannten Lokalität liegt eine Aufschiebung vor, die die Sandsteine und Mergel vom M. Guido von den tektonisch darunter liegenden Mergeln von Moragnano trennt. Die Mergel von Moragnano wurden in der Nähe der Störung ein bißchen hochgeschleppt. Diese Beobachtungen veranlassen neben den Altersangaben aus den Mikrofaunen und dem Erscheinungsbild des Liegendkontaktes (vgl. Kap. 3.72) dazu, die Konzeption G. MERLAs auch in anderen Gebieten zu prüfen.

Zum Hangenden hin werden die tektonischen Verhältnisse ruhiger. In den Mergeln von Moragnano machen sich Bewegungen kaum bemerkbar. Ähnlich liegen die Dinge im M. Fuso-Sandstein. Überhaupt ist der nördlich des T. Bardea gelegene Teil der Molasse einfacher zu verstehen als die Vorkommen in der Umgebung des M. Guido. Denn die Streichwerte laufen in dem nördlichen Teil in etwa der morphologischen Begrenzung des M. Fuso parallel, wodurch eine leichte, schüsselförmige Einmuldung hervorgerufen wird. Bei Prada tauchen die Schichten vorwiegend nach SE ab, bei Lagrimone nach E und bei Pignone nach NE. Die Fallwerte schwanken dabei zwischen 10^{o} und 40^{o}. Eine Störung tritt besonders hervor. Sie versetzt den M. Fuso-Sandstein in der Umgebung von Trinità um ca. 70 m nach unten. Südlich des T. Bardea wird die Situation komplizierter und unsystematischer, da sich hier die Mergel und Sandsteine vom M. Guido finden,

die manchmal gleittektonische Zügen tragen. Es herrschen östliche Einfallsrichtungen vor, wobei die Streich- und Fallwerte stark variieren. Die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano, die sich weiter im W anschließen, fallen im T. Enza nach NE, bei Ranzano nach SE und bei la Casetta nach SW ein. Von dem dort in der Nähe anstehenden Cassio-Alberese müssen sie durch eine Störung getrennt sein.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Molasse-Sedimente durchaus tektonisch beansprucht worden sind und daß ihre Autochthonie oder Allochthonie nur durch eine großräumige Untersuchung bewiesen werden kann.

4.3 Das Alter der Bewegungen

Da manche Probleme nicht gelöst werden konnten und die Schichtfolge zu komplex ist, um nur eine Deutungsmöglichkeit für den Bewegungsablauf zuzulassen, kann hier nur eine Konzeption geboten werden, die sich auf die größere Wahrscheinlichkeit stützt. Danach müßte man an den Anfang der Überlegungen das Hineingleiten des Ostia-Sandsteins in das Tertiär des Bratica-Tales stellen, wobei für das Tertiär an eine normale stratigraphische Abfolge und nicht an olisthostromatische Einschaltungen der Kalk-Ton-Serie gedacht werden soll. Während des ganzen Eozäns wären einzelne Schollen des Ostia-Sandsteins in das Sedimentationsbecken des Bratica-Tertiärs geglitten. Dabei erreichte dieser Gleitungsvorgang seinen Höhepunkt im unteren Eozän, da der Ostia-Sandstein vorwiegend mit der Kalk-Ton-Serie zusammen vorkommt. Im Mittel- und Ober-Eozän ließen die Bewegungen langsam nach, ohne jedoch ganz aufzuhören, da olistholithische Einschaltungen des Ostia-Sandsteins sowohl im Ponte Bratica-Sandstein als auch in den höheren Schichtgliedern bekannt sind. Der Ostia-Sandstein wäre aus einem Raum gekommen, der schon seine Tertiär- und Ober-Kreide-Bedeckung verloren hatte. Das Bratica-Tertiär hätte dann gemeinsam mit dem Ostia-Sandstein die oligozänen Mergel von Marra überfahren. Die vielen Faltungen und Störungen und vielleicht auch die Aufschuppung der Kalk-Sandsteine von Groppo Sovrano wären während dieses Vorgangs im Oligozän entstanden. Gleichzeitig muß das Tertiär des Bratica-Tales einer weiträumigen Verbiegung unterworfen worden sein, die das Relief schuf, das anschließend von dem Caio-Alberese überschoben werden sollte. Die Mergel von Marra hätten während der Überschiebung durch das Alt-Tertiär eine tektonische Beanspruchung erlitten, die sich in den kleinen Falten und den Kluftsystemen bemerkbar macht. Mit dem Herangleiten des Caio-Alberese werden die Vorgänge unübersichtlicher. Denn einerseits könnten die auf ihm lagernden Einheiten, der im E des Arbeitsgebietes überkippt liegende Flügel und der Cassio-Alberese, mit ihm zusammen gekommen, andererseits auf den Caio-Alberese geglitten sein, nachdem dieser das Bratica-Tertiär überfahren hatte. Da der überkippt liegende Flügel ganz sicher eine eigene, größere Struktur darstellt, wird die zweite Möglichkeit wahrscheinlicher. Der Caio-Alberese hätte demnach im Ober-

Oligozän oder Miozän seinen jetzigen Untergrund überfahren und wäre danach von seiner eigenen Basis weiträumig überschoben worden. Diese Basis, d. h. der überkippt liegende Flügel, muß dabei den auf ihr liegenden Cassio-Alberese und die Molasse-Sedimente schon mitgebracht haben, da die Molasse-Sedimentation im Ober-Eozän beginnt, auf den überkippten Teilen und dem Cassio-Alberese gleichzeitig einsetzt und eine Umlagerung der obereozänen Fauna sich nicht nachweisen läßt.

Die unteren Abteilungen der Molasse wären allochthon und vor bzw. während der Überschiebung des Caio-Alberese abgelagert, die oberen z. B. der M. Fuso-Sandstein, könnten schon nach Ablauf der Bewegungen entstanden und somit autochthon sein.

Daß die Bewegungen tatsächlich sehr jungen Datums sind, kann auch von anderen Stellen des Nord-Apennins belegt werden. Denn bei Bobbio werden unter-miozäne Flysch-Sedimente von einer alt-tertiären Kalk-Ton-Serie überlagert (A. BONI 1961) oder in östlich des Aufnahmegebietes liegenden Bereichen miozäne Macigno-Vorkommen in den Faltenbau mit einbezogen (A. AZZAROLI 1955).

Die hiermit angedeutete Abfolge der Überschiebungen trägt nicht nur lokalen Charakter. Sie ist auch im ligurischen Apennin weit verbreitet, da dort häufig auf oligozänen Macigno zuerst eine Kalk-Ton-Serie, dann ein Ober-Kreide-Alberese und zuletzt die Argille scagliose mit Palombino-Kalken folgen. Der Hauptunterschied liegt darin, daß im Arbeitsgebiet die dritte Überschiebung der Argille scagliose nicht mehr angekommen, sondern südlich der Hauptwasserscheide stehen geblieben ist. Ihre Stelle nehmen eventuell der im E überkippt liegende Flügel des Caio-Alberese und der Cassio-Alberese ein. Außerdem werden die Verhältnisse durch die Olistholithe des Ostia-Sandsteins und die Molasse-Sedimente anders. Anschließend an diese Gleitungen hätten wenige untergeordnete, postorogenetische Störungen, wie sie z. B. in den Molasse-Sedimenten bei la Casetta oder Moragnano zu beobachten sind, und eine allgemeine Abkippung in nördliche bzw. östliche Richtungen stattgefunden, die mit der Hebung en bloc verbunden gewesen wären.

4.4 Anmerkung zu den Profilen

Profil 1: Es wird ein Schnitt durch die gesamte Abfolge des Bratica-Tertiärs mit Ausnahme der Schiefer von Grammatica und der darauf-liegenden Sedimente gegeben. Im Talboden des T. Cedra kommen die Mergel von Marra zum Vorschein. Darüber folgt die Überschiebung der Kalk-Ton-Serie. Auffallend ist das allgemeine NW-Einfallen, das sich von den Mergeln von Marra über den Ponte Bratica-Sandstein und die Ponte Vestana-Serie bis zum Petrignacola-Sandstein verfolgen läßt und auch für die Kalk-Ton-Serie gelten wird, die nur schematisch dargestellt werden konnte. Die Faltenachsen des eingezeichneten Ostia-Sandsteins streichen 115° bzw. 135° und kommen dadurch zeichnerisch

nicht zur Wirkung. Die Signatur trägt auch hier lediglich schematischen Charakter.

Profil 2: Dieses Profil entspricht genau den Verhältnissen, aus denen G. GHELARDONI (1961) eine liegende Falte konstruierte. Das Einfallen in vorwiegend nördliche Richtungen ist wiederum kennzeichnend. Man sieht von S nach N die in Kaskadenfalten gelegten Kalke vom Typ Groppo del Vescovo, die vom M. Fageto in das Cedra-Tal hinabsteigen und dort durch eine Störung (vgl. Kap. 4. 22) von den faziellen Vertretern des Ostia-Sandsteins getrennt werden. Die weiter nördlich gelegene Kalk-Ton-Serie taucht gemeinsam mit dem Ponte Bratica-Sandstein unter den Caio-Alberese. An der Costa del Dragolare ist eine schöne Faltenbildung zu erkennen.

Profil 3: Im südwestlichen Teil, der etwas idealisiert dargestellt wurde, bekommt man einen Überblick über die Situation am Passo di Casarola. Wichtig sind dabei die großräumige Einschaltung des Ostia-Sandsteins innerhalb der Kalk-Ton-Serie und das Vorkommen des Caio-Alberese am Passo di Ticchiano in Form einer tektonischen Klippe. Nach NE schließt sich die große Sedimentplatte des Caio-Alberese an, deren enorme Mächtigkeit ganz klar hervortritt. Am Punkt 1450 ist die südwestliche Fortsetzung der Faltenbildung zu erkennen, die an der Costa del Dragolare so charakteristisch ausgebildet ist. An dem Kontakt zu den Mergeln und Sandsteinen von Tizzano wurde eine kleine Faltung eingezeichnet, um den etwas deformierten Übergang darzustellen (vgl. Kap. 3. 54).

Profil 4: Hier werden die Zusammenhänge zwischen dem Caio-Alberese, dem überkippten Oberkreide-Alberese-Flügel im E des Aufnahmegebietes, dem Cassio-Alberese und der Molasse gezeigt. Man erkennt deutlich, daß zwischen dem Caio-Alberese vom Typ M. Rotondo und dem daraufliegenden, inversen Muldenflügel eine Überschiebung liegen muß. Dieser Muldenflügel wird im E vom Cassio-Alberese durch eine Überschiebung getrennt. Diese Lösung ist die wahrscheinlichste, da der Ober-Kreide-Alberese ganz allgemein bei einem Faltenbau zu nebeneinanderliegenden Mulden neigt, wobei die entsprechenden Sättel aufgeschert werden. Weiter östlich schließen sich die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano an, die auf den Cassio-Alberese in etwa zufallen. Dadurch wird eine Störung unumgänglich. Hierzu sei aber bemerkt, daß die Messungen in den Konglomeraten wegen der sehr schlecht ausgebildeten Schichtflächen etwas verfälscht sein können. In den Mergeln und Sandsteinen vom M. Guido sind schematisch einige Falten und eine linsenförmige Einschaltung der Konglomerate angedeutet. Sie fallen generell nach E ein und werden östlich des T. Bardea von den Mergeln von Moragnano überlagert.

Profil 5: Der sedimentäre Kontakt zwischen Flysch- und Molasse-Sedimenten wird dargestellt. Der westlich Lagrimone anstehende Ober-Kreide-Alberese ist nur als vermutet überkippt zu betrachten, da lediglich ein Aufschluß bei Madurera auf diese Lagerung hinweist. Die molasseartigen Sedimente präsentieren sich in ihrer ganzen Abfolge. Das Profil läuft in etwa mit dem in Kapitel 3. 76 behandelten parallel. Die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano sind in ihrer Mächtigkeit reduziert, die Mergel von Moragnano und der M. Fuso-Sandstein liegen

vollständig vor. Im M. Fuso-Sandstein ist die schüsselförmige Einmuldung zu erkennen.

Profil 6 und 7: Durch diese beiden Profile, die zweifach überhöht und teilweise idealisiert gezeichnet wurden, soll mit einem Blick die geologische Situation erfaßt werden. Dabei gehen die westlich des T. Bratica liegenden Anteile auf Angaben von H. MARKWICH (1964) zurück, ohne deren Hinzunahme die Verhältnisse nur schlecht zu verstehen wären. Im Parma-Tal kommt die Struktur eines Fensters zum Vorschein. Die Mergel von Marra treten als Autochthon im Parma-Tal und bei Monchio auf. Bei dem Tertiär des Bratica-Tales, das nur schematisch wiedergegeben wurde, wird besonderer Wert auf die Einschaltungen des Petrignacola-Sandsteins und des Ostia-Sandsteins innerhalb der Kalk-Ton-Serie gelegt. Durch den Vergleich zwischen linkem Parma- und rechtem Bratica-Tal macht sich trotz der Überhöhung der Mächtigkeitsunterschied des Caio-Alberese in den beiden Vorkommen ganz deutlich bemerkbar, so daß mit einer tektonischen Komplikation unterhalb des M. Sillara gerechnet werden muß. Für das E-Ende von Profil 7 und für Profil 6 gelten die Angaben, die sich auf Profil 4 bzw. 5 beziehen. Man sieht sehr schön, daß die molasseartigen Sedimente unter Zwischenschaltung mächtiger Flysch-Serien letzten Endes auf den Mergeln von Marra ruhen und daß diese Tatsache entweder eine Umlagerung der Fauna oder eine Allochthonie erforderlich macht.

5.0 Die großgeologische Stellung der Serien im Vergleich mit anschließenden Gebieten

Wenn man das Aufnahmegebiet mit seiner weiteren Umgebung vergleicht, so fallen drei Merkmale auf, die besonders hervortreten. Es sind dies die vollständig entwickelte Stratigraphie des Bratica-Tertiärs, die olistholithische Einschaltung des Ostia-Sandsteins in großem Stil und die kolossale Mächtigkeit des Caio-Alberese mit seinem sedimentären Übergang in das Paläozän. Die anderen Gesteinsgruppen finden sich in vergleichbarer Ausbildung und Position auch in den Nachbargebieten. Enge Verbindungen liegen zur Stratigraphie und Tektonik des ligurischen Apennins vor. Die toskanische Fazies wird nur randlich mit erfaßt und die von K. J. REUTTER und C. W. SAMES (1964) aufgestellte emilianische Fazies erscheint in Form des Cassio-Alberese am E-Rand des Gebietes. Damit ist angedeutet, daß hier Serien anstehen, die zwischen den drei wichtigsten Faziesräumen des Nord-Apennins eine interessante, vermittelnde Stellung einnehmen. Die Vorkommen der Mergel von Marra lassen sich nach SW in den Raum südlich Passo della Cisa verfolgen (G. GOLDBERG 1964) und werden oft als nicht-metamorphe Toskaniden I betrachtet. Die Toskaniden II werden nicht mehr berührt. Auf sie legen sich in unmittelbarer Nähe des Apennin-Hauptkammes die Sedimente des Bratica-Tertiärs. Damit ist ein Schichtpaket erreicht, dessen fazielle Angliederung an Nachbargebiete große Schwierigkeiten bereitet, da nirgends ähnliche Vorkommen in einer derart geschlossenen Abfolge bekannt geworden sind. Die Kalk-Ton-Serie und die Kalke von Groppo del Vescovo sind das noch am weitesten verbreitete Element. Sie finden sich allenthalben im ligurischen Apennin (O. LUDWIG 1929, K. J. REUTTER 1960, W. KUBE 1962 u. a.), daneben treten sie südlich der Hauptwasserscheide (K. GÜNTHER 1965) oder auch östlich des T. Enza (K. D. KRAMPE 1965) auf. Mit dem Ponte Bratica-Sandstein ist es so ähnlich, obwohl er in den genannten Räumen immer nur bruchstückweise vorkommt. Die höheren Glieder sind entweder nur noch ganz selten oder gar nicht mehr zu beobachten, so daß für das Bratica- und obere Parma-Tal eine fazielle Sonderentwicklung zu dieser Zeit angenommen werden muß. Problematisch bleibt die Herkunft der Konglomerat-Komponenten des Petrignacola-Sandsteins. Denn sie können nicht aus der näheren Umgebung stammen, da ähnliche Gesteine wie die des Aufnahmegebietes nur ganz untergeordnet auftreten und statt dessen Metamorphite der Epi- und Mesozone, verschiedene Granite, Quarzporphyre und vor allem Andesite angetroffen wurden, die aus umliegenden Bereichen völlig unbekannt sind. Die Transportweite dürfte dennoch nicht allzu groß sein, da die Feldspäte im Petrignacola-Sandstein ihre idiomorphe Gestalt behalten haben. Bei der Beurteilung der Schubrichtung und -weite des Bratica-Tertiärs muß beachtet werden, daß der Ponte Bratica-Sandstein mit dem Macigno gewisse Ähnlichkeiten aufweist und daß die Macigno-Vorkommen im nordwestlichen Teil des Nord-Apennins an ihrer Basis öfters eine Kalk-Ton-Serie führen (K. J. REUTTER und C. W. SAMES 1964),

so daß hier eventuell Anknüpfungspunkte für den Ponte Bratica-Sandstein vorliegen. Wenn auch Unterschiede in der Mächtigkeit und dem Alter zwischen beiden Sandstein-Komplexen offensichtlich vorhanden sind, so könnte doch das Bratica-Tertiär als eine dem ligurischen Tertiär verwandte Einheit angesehen werden, die ursprünglich die Bedeckung eines ligurischen Ober-Kreide-Alberese bildete. Es wäre als erstes Schichtpaket nach E abgeglitten und hätte dadurch dem Ober-Kreide-Alberese die Möglichkeit gegeben, seinerseits Bewegungen in dieser Richtung durchzuführen. Daß diese Vorgänge grundsätzlich möglich gewesen sein können, zeigt das jetzige tektonische Verhältnis von Bratica-Tertiär und Ober-Kreide-Alberese, da der Ober-Kreide-Alberese stets tektonisch höher als das Bratica-Tertiär gelegen ist. Ob diese angedeutete stratigraphische Verbindung direkt für den Caio-Alberese zutrifft, kann nicht bewiesen, aber für möglich gehalten werden. Das primäre Sedimentationsgebiet des Bratica-Tertiärs wäre diesen Überlegungen zufolge im W des Aufnahmegebietes und im Anschluß an die Tertiär-Serien aus dem Taro-, Nure- und Trebbia-Tal zu suchen. Die Schubrichtung müßte demnach in östliche Richtung weisen und die Überschiebungsweite mehrere 10 km betragen.

Für den in die Kalk-Ton-Serie eingeschalteten Ostia-Sandstein ist von Bedeutung, daß er nach C. W. SAMES (1963) vorwiegend auf eine dem eigentlichen ligurischen Apennin nördlich vorgelagerte Zone beschränkt ist und eher der emilianischen als der ligurischen Fazies angehört, mit der er durch laterale Übergänge in der ligurischen Buntschiefer-Serie in loser Verbindung steht. Da im Cedra-Tal ebenfalls enge stratigraphische Zusammenhänge mit buntschieferartigen Sedimenten anzutreffen sind, kann angenommen werden, daß er aus einem Gebiet stammt, das zwischen dem emilianischen und dem ligurischen Trog vermittelt. Wo dieses Gebiet genau zu suchen ist, läßt sich nicht rekonstruieren, da zuviele Unsicherheitsfaktoren vorliegen. Da der Ostia-Sandstein aller Wahrscheinlichkeit nach gemeinsam mit dem Tertiär des Bratica-Tales verfrachtet wurde, könnte sein Herkunftsgebiet in westlichen Bereichen liegen. Aus welcher Richtung er primär in den Sedimentationsraum des Bratica-Tertiärs hineingeglitten ist, läßt sich allerdings nicht sagen.

Da der Caio-Alberese weder mit dem ligurischen Antola-Alberese noch mit dem emilianischen Cassio-Alberese direkt verglichen werden kann, muß für ihn ebenfalls eine Stellung in Betracht gezogen werden, die zwischen dem Ligurikum und dem Emilianikum gelegen ist. Lithologische Gemeinsamkeiten, die sich vor allem durch Brekzien an der Basis dokumentieren, liegen mit den Alberesearten vom M. Pelpi (C. W. SAMES 1963), vom M. Cervellino (H. MARKWICH 1964) und aus dem südlich Passo della Cisa gelegenen Gebiet (G. GOLDBERG 1964) vor. Es liegt deshalb nahe, diese Alberese-Typen dem eigentlichen ligurischen und emilianischen Ober-Kreide-Alberese gegenüberzustellen und sie zu einer der ligurischen nordöstlich vorgelagerten Fazies zusammenzufassen, wie es C. W. SAMES (1963) vorgeschlagen hat.

Der Cassio-Alberese mit seiner sedimentären Basis ist in dem Auf-

nahmegebiet das einzige Gestein, das dem echten emilianischen Sedimentationsraum angehört und demnach in eine Zone zu stellen ist, die im W des Nord-Apennins an das Ligurikum, im E an die toskanische Fazies grenzt und somit eine breite, nördliche Außenzone bildet (K. J. REUTTER und C. W. SAMES 1964). Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß C. W. SAMES (1963) für die Herkunft der Gerölle in den Konglomeraten vom Typ "Salti del Diavolo", die auch in dem Kartierungsgebiet gefunden wurden, eine nördliche bis nordwestliche Richtung erwägt, wobei er in Bereiche kommt, die eventuell in dem alpinen Anteil Italiens (?Lugano) oder unter der Po-Ebene liegen sollen.

Für die molasseartigen Sedimente lassen sich hinsichtlich ihrer großgeologischen Zugehörigkeit keine Angaben machen, da noch nicht einmal feststeht, ob sie autochthon oder allochthon sind. Falls sich die in Kapitel 4. 26 wiedergegebene Meinung bestätigen sollte, wäre der ursprüngliche Ablagerungsraum weiter im W gelegen. Auf keinen Fall können diese Bildungen, die in ähnlicher Position am M. Barigazzo (K. H. SCHULZE 1964) vorkommen und sich inmitten der Flysch-Serien des Nord-Apennins finden, mit den autochthonen Oligozän-Konglomeraten aus der Umgebung nördlich von Genua parallelisiert werden. Über die Herkunft der Konglomerat-Komponenten können aus gleichen Gründen wie beim Petrignacola-Sandstein keine Aussagen gemacht werden. Jedoch ist auffällig, daß hier ebenfalls Serizitquarzite und tektonisch überprägte Granite, die auch im Petrignacola-Sandstein gefunden wurden, auftreten und daß in den Mergeln und Sandsteinen vom M. Guido feldspätische Grauwacken vorkommen, die unter dem Mikroskop dem Petrignacola-Sandstein gleichen. Ein ähnliches Einzugsgebiet aus diesen spärlichen Übereinstimmungen zu folgern, wäre allerdings etwas gewagt.

Aus diesem kurzen Überblick geht hervor, daß sich in Anlehnung an die Arbeitshypothese von K. J. REUTTER und C. W. SAMES (1964) für die im Aufnahmegebiet anstehenden Serien mit Ausnahme der eventuell toskanischen Mergel von Marra, der wenigen emilianischen Gesteine und der Molasse nur Serien finden, die der ligurischen Fazies nahestehen, ihr früher vielleicht nordöstlich vorgelagert waren und zwischen dem Ligurikum und dem Emilianikum eine fazielle Verbindung herstellen. Heute liegen sie als allochthone Gleitmassen unmittelbar nordöstlich der großen, NE-vergenten Falte des Apennin-Hauptkammes. In diese tektonische Stellung sind sie durch Bewegungen, die nach E bis NE gerichtet waren, gelangt.

Um zu den großtektonischen Gedankengängen früherer Bearbeiter des Nord-Apennins Stellung zu nehmen, ist das untersuchte Gebiet zu klein. Es sei lediglich bemerkt, daß die Kriterien, die von R. TEICHMÜLLER (1935) und R. B. BEHRMANN (1936) aus diesem Raum zur Bestätigung der ligurischen Decke herangezogen wurden, nicht für eine derartige Deckentheorie verwandt werden können, da die vorliegenden Beobachtungen eindeutig gegen eine solche vereinfachende Vorstellung sprechen. Zu der Konzeption von P. ELTER (1960) kann gesagt werden, daß die Parallelisierung zwischen Antola- und Cassio-Alberese nicht möglich ist und daß innerhalb der "falda dell'Alberese", die nach P. ELTER große Teile des bearbeiteten Gebietes umfaßt, zumindest

noch tertiäre, kalkig-tonige Einheiten und kretazische, albereseähnliche Serien unterschieden werden müssen, die durch eine tektonische Fläche voneinander getrennt sind, so daß keine einheitliche Gleitmasse vorliegt.

Die Ergebnisse der Arbeit lassen sich dagegen gut mit den Ansichten von M. RICHTER (1960), K. J. REUTTER und C. W. SAMES (1964) in Einklang bringen, die für Gleitungsvorgänge begrenzten Ausmaßes und eine Auflösung in komplizierte Teilbewegungen eintreten, die von Fall zu Fall beurteilt werden müssen. Ebenso liegen viele Übereinstimmungen mit den Untersuchungen von G. ZANZUCCHI (1963) vor, der in ähnlicher Weise eine diffizile, tektonische Aufeinanderfolge der einzelnen Einheiten für wahrscheinlich hält.

6.0 Vergleichende Betrachtungen zwischen Flysch- und Molasse-Sedimenten des Aufnahmegebietes

Wenn man einmal versucht, die im Aufnahmegebiet anstehenden Serien den verschiedenen, in einem Orogen vorhandenen Faziesräumen zuzuordnen, so kommen als übergeordnete Fazies nur die Flysch- und Molasse-Fazies in Frage. Dabei muß mit Übergängen zwischen beiden Typen gerechnet werden, da nach R. TRÜMPY (1960) die Flysch-Fazies sowohl mit der vorausgegangenen Eugeosynklinal- als auch mit der nachfolgenden Molasse-Fazies in Verbindung stehen kann. Normalerweise wird der Flysch als eine Bildung angesprochen, die in die Orogenese mit einbezogen ist und demzufolge als synorogen bezeichnet wird. Die Flysch-Sedimentation beginnt mit dem Einsetzen der ersten Faltungen und endet kurz vor den wichtigsten tektonischen Bewegungen. Die Ablagerungen sind meist detritisch, untergeordnet kann organogenes Material vorkommen. Es herrscht eine monotone Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln vor, in die gelegentlich Konglomerate, Kalke und auch Brekzien eingeschaltet sind, die dann von submarinen Steilküsten stammen sollen. Ein wichtiges Kriterium ist die große Mächtigkeit der Serien, die auf weite Strecken konstant ist. Eine Differenzierung in einzelne Einheiten ist schwierig. Die Sedimente wurden ausschließlich im marinen Bereich abgelagert. der neritische und bathyale Zonen umfaßt, wobei die Sedimentationsbecken durch unzusammenhängende und steil aufragende Bergketten voneinander getrennt sind. Für den Sedimentationsmechanismus werden häufig "turbidity currents" verantwortlich gemacht, mit deren Hilfe die riesigen Grauwacken-Serien mit ihren zahlreichen Unterflächenstrukturen zur Ablagerung gelangt sein sollen. Parallel damit gehen dann die Erläuterungen der vielen eigenartigen sedimentären Phänomene. Die autochthone Fauna ist durch Spurenfossilien vertreten, innerhalb derer die Weidespuren überwiegen. Andere Fossilien sind selten und falls doch vorhanden, meist sekundären Ursprungs (A. H. BOUMA 1962, L. U. DE SITTER 1956, E. TEN HAAF 1959, PH. H. KUENEN und C. I. MIGLIORINI 1950, A. SEILACHER 1958, J. TERCIER 1947, R. TRÜMPY 1960, W. ZEIL 1960). Diese Zusammenstellung hebt deutlich hervor, daß der Begriff "Flysch" nicht durch eine kurze Definition wiedergegeben werden kann und daß dadurch die Gefahr besteht, verschiedene Dinge darunter zu verstehen, je nachdem welches Merkmal besonders betont wird. Da außerdem über die Ablagerungstiefen, die Tätigkeit der "turbidity currents" und die Stellung des Flysches innerhalb eines Orogens verschiedene Ansichten geäußert werden, ist es bei der Beurteilung eines Sedimentstapels gar nicht so einfach zu sagen, ob er noch zur Flysch-Fazies gehört oder nicht. Obwohl die Übergänge des Flysches in die Molasse Schwierigkeiten bereiten, da sich dort sedimentologische und lithologische Kennzeichen überschneiden können, ist die Molasse-Fazies doch etwas einfacher gefaßt. Die Molasse wird im Anschluß an den Flysch und somit während der Hauptdeformation eines Gebirges und

unmittelbar danach abgelagert, und zwar meist in randlichen Senken, während der Flysch innerhalb der Geosynklinale zum Absatz kommt. Es liegen marine, brackische, limnische und salinare Verhältnisse vor, damit verbunden ein nicht sehr tiefes Wasser und ein rascher Fazies-Wechsel senkrecht und auch parallel zur Trogachse. Die Mächtigkeit der Sedimente kann beträchtlich sein. Sandsteine, die Ähnlichkeiten mit Flysch-Sandsteinen aufweisen, Siltsteine, Mergel, dicke Konglomerate als fluviatile Deltaschüttungen oder marine Küstenbildungen, Kalke und Kohlenflöze beherrschen das Bild. Mächtigkeitsschwankungen auf kurze Entfernungen sind häufig. "Graded bedding" und Unterflächenstrukturen treten zurück. Grobe Kreuzschichtung, Rippelmarken und Priele weisen auf eine geringe Ablagerungstiefe hin. Makro- und Mikrofauna sind gut entwickelt, Spurenfossilien sind nicht so stark vertreten wie im Flysch. Es überwiegen im allgemeinen Ruhespuren. (A. H. BOUMA 1962, L. U. DE SITTER 1956, PH. H. KUENEN und A. CAROZZI 1953, A. SEILACHER 1953, J. TERCIER 1947, R. TRÜMPY 1960, W. ZEIL 1953).

Aus diesen Angaben ist zu ersehen, daß man tektonische, sedimentologische, petrographische und paläontologische Gesichtspunkte berücksichtigen muß, um den Aussagewert einer Untersuchung in dieser Hinsicht zu unterstützen. Im folgenden soll nun nicht auf die allgemeine Problematik eingegangen, sondern lediglich versucht werden, die Daten, die in dem stratigraphischen Teil über die einzelnen Kapitel verstreut aufgezählt wurden, zu einem übersichtlichen Bild zusammenzustellen und dadurch für die im Aufnahmegebiet anstehenden Serien zu einem Ergebnis über ihre Zugehörigkeit zur Flysch- oder Molasse-Fazies zu gelangen.

Wenn man die Gesamtheit der Serien überschaut, so gibt es nur zwei Schichtfolgen, die ganz eindeutig Flysch-Charakter tragen. Es sind dies der Ostia-Sandstein und der Ober-Kreide-Alberese. Tektonische Erscheinungsform und Position, Monotonie der Sedimentation, Gradierung, Unterflächenstrukturen wie "flute-" und "load-casts", "convolute laminations", zahlreiche Spurenfossilien und die Armut an Körperfossilien sprechen dafür. Dabei ist besonders auffällig, daß die Sandsteine generell feinkörnig, gut sortiert und klassiert sind, teils einen hohen Glaukonitgehalt aufweisen, an Mineralen außer Quarz, Muskowit und Glaukonit nur selten andere Komponenten führen und ein feinfilziges, detritisches Bindemittel zeigen, das häufig in der prozentualen Verteilung die Mineralkörner übertrifft. Bei der Fauna können vier verschiedene Typen unterschieden werden: Eine Sekundärfauna in den Kalkareniten und lithischen Grauwacken, die aufgrund der pelagischen Foraminiferen allein für die Altersbestimmung brauchbar ist, eine Vergesellschaftung planktonischer Kleinforaminiferen mit Radiolarien und Pithonellen in den hellen Kalken, eine reine Sandschalerfauna in den Mergeln, die an Arten arm, aber an Individuen recht reich sein kann, und die Spurenfossilien, unter denen parkettierende Weidespuren und Freßbauten vorherrschen.

Der dritte und der vierte Faunentyp sind sicher autochthon, ob es der zweite auch sein kann, ist fraglich. Denn die Kalke schließen einen mechanischen Transport und verbunden damit eine Umlagerung der

Foraminiferengehäuse nicht aus, da immer winzige, eckige Quarzsplitter teils in Schlieren, teils in Lagen oder auch vereinzelt angetroffen wurden.

Ganz im Dunkeln liegen die Entstehungsursachen vor allem des Ober-Kreide-Alberese. Dort bleiben die "turbidity currents" als deus ex machina sehr zweifelhaft, zumal PH. H. KUENEN und A. CAROZZI (1953) ausdrücklich betonen, daß für den Beweis einer Turbidit-Sedimentation sehr viele Kriterien herangezogen werden müssen, die teils positive, teils negative Charakteristika umfassen. Je mehr dieser Kriterien vorhanden sind, desto wahrscheinlicher ist auch die Turbidit-Sedimentation. Da nur wenige dieser notwendigen Merkmale im Ostia-Sandstein und im Ober-Kreide-Alberese gefunden werden konnten, dürfen die "turbidity currents" nur eine von vielen Erklärungsmöglichkeiten darstellen, so daß auch das in Kapitel 3. 51 in diesem Zusammenhang Gesagte mit Vorbehalt aufzunehmen ist. Immerhin ist das allmähliche Nachlassen der Sandschüttung im Caio-Alberese und der Übergang in eine rein kalkig-pelitische Sedimentation bemerkenswert und muß auf einen länger anhaltenden, sich dabei langsam ändernden Sedimentationsvorgang zurückgehen, der sich mit der Aktivität von "turbidity currents" zumindest schön vergleichen läßt. Auf andere Deutungen weist z. B. H. B. VOORT (1964) hin, der erwähnt, daß nach F. P. SHEPARD (1961) eine Gradierung auch durch an- und abschwellende Wasserströme entstehen kann.

Außer diesen beiden typischen Flysch-Sedimenten treten im Arbeitsgebiet Serien auf, die zwar zahlreiche Hinweise auf eine Flysch-Sedimentation liefern, aber auch dagegensprechende Kennzeichen tragen. Am ehesten könnte man noch die Mergel und Sandsteine von Tizzano, die die oberste Abteilung des Caio-Alberese durch eine mächtige Sandschüttung ablösen und trotz unregelmäßig zwischengeschalteter, mächtiger, roter Mergelbänke und einer Kalkschalerfauna viele Flysch-Merkmale aufweisen, und den Ponte Bratica-Sandstein als Bildungen des Flysches ansehen. Obwohl im Ponte Bratica-Sandstein die Gradierung, die Unterflächenstrukturen, die Spurenfossilien und die rhythmische Wechsellagerung für diese Fazies sprechen, so sind doch die geringe Mächtigkeit, der Fazieswechsel, der sich durch die Einschaltung des Petrignacola-Sandsteins und der kalkig-tonigen Linsen bemerkbar macht, und die neben den Sandschalern auch vorhandene Kalkschalerfauna Gegenargumente. Ähnlich verhält es sich mit den buntschieferartigen Sedimenten und der Kalk-Ton-Serie, da ihnen die sonst so weit verbreitete psammitische Komponente weitgehend fehlt und da die sedimentäre Verknüpfung der Kalk-Ton-Serie mit den pelagischen, foraminiferenreichen Kalken von Groppo del Vescovo, die an der Grenze zwischen Flysch- und pelagischer Sedimentation stehen, evident ist. Auch die Mergel von Marra, die eine arten- und individuenreiche Kalkschalerfauna führen, sind kein echter Flysch. Sie stellen vielleicht Übergänge zu Molassebildungen dar. Ganz eigenartig wird es in den oberen Gliedern des Bratica-Tertiärs. Ungeklärt bleibt das Ablagerungsmilieu der Schiefer von Grammatica, die durch ihre Manganoxydüberzüge, Hornsteinknollen und recht auffälligen Lagen von Phyllitbruchstücken gekennzeichnet sind. Auch die Kalksandsteine von Groppo

Sovrano und der Petrignacola-Sandstein machen Schwierigkeiten, da viele Anzeichen auf Flysch hindeuten, andere wieder nicht. So sind z. B. die schönsten Kriterien für eine Turbidit-Sedimentation im Petrignacola-Sandstein zu finden, der mit seinen Grauwackenkonglomeraten, zahlreichen "flute"- und "load-casts" und eingeregelten Mergellinsen neben der Gradierung auf diese Sedimentationsart hinweist, daneben aber Kohlenflöze bis 20 cm Mächtigkeit enthält (H. MARKWICH 1964), die sich mit "turbidity currents" nur dann in Einklang bringen lassen, wenn man für ihre Entstehung ein allochthones Pflanzenmaterial annimmt. Ob hier irgendwelche Übergänge zur Molasse-Sedimentation vorliegen, muß überlegt werden, denn die Mächtigkeitsschwankungen, die Kalkschalerfauna, die Kohlenflöze und der petrographische Gehalt, der mit dem eines normalen Flysch-Sandsteins überhaupt nicht übereinstimmt, sprechen dafür. Diese im Vergleich zu normalen Flysch-Sandsteinen (Macigno, Ostia-Sandstein etc.) anscheinend landnahe Sedimentation, die sich durch zahlreiche, allerdings resedimentierte Bryozoen-, Lithothamnium-, Echinodermen- und Austernreste, sowie durch benthonische Großforaminiferen in den Kalksandsteinen von Groppo Sovrano bemerkbar macht, ist offenbar nur von kurzer Dauer gewesen, da darüber wieder pelagische Kalke bzw. dunkle Schiefer einsetzen. Durch diese Überlegungen wird die Sonderstellung des Bratica-Tertiärs besonders betont, da zu der entsprechenden Zeit sonst im Nord-Apennin die mächtige, monotone Flysch-Sedimentation des Macignos vorherrschte, dagegen in dem besprochenen Raum sich Serien absetzten, die durch häufige Mächtigkeitsschwankungen, Fazieswechsel und eine unregelmäßige Abfolge verschiedenster Gesteinsarten charakterisiert sind, die auch schon Züge einer Molasse-Sedimentation tragen.

Die polygenen Brekzien und die Chiastre-Serie, die wegen ihres heterogenen und chaotischen Charakters auf unruhige Sedimentationsbedingungen und ein hohes Relief hinweisen, zeigen heftige Bewegungen während des Cenomans und des Unter-Turons an und leiten die Flysch-Sedimentation des Ober-Kreide-Alberese ein. Die restlichen Serien des Aufnahmegebietes gehören sämtlich zu den molasseartigen Sedimenten. Die Mergel und Sandsteine vom M. Guido tragen stellenweise Flysch-Charakter, da in ihnen häufig eine Gradierung, Unterflächenstrukturen und eine starke tektonische Beanspruchung beobachtet werden können. Aufgrund des raschen Fazieswechsels, hoher Mächtigkeitsschwankungen, einer reichen Kalkschalerfauna und öfters auftretender Pflanzenreste sind sie dennoch eher zur Molasse zu rechnen. Vielleicht handelt es sich hierbei wiederum um ein Übergangsglied. Die konglomeratischen Sandsteine von Ranzano stellen eventuell eine Deltaschüttung dar, die lateral schnell in sandige oder mergelige Partien übergehen kann und mit ähnlichen, in den Alpen als Nagelfluh bezeichneten, mächtigen Konglomeratmassen zu vergleichen ist. Daß die Konglomerate plötzlich auskeilen und dann an der Basis durch die M. Fiano-Mergel oder in ihrer gesamten Abfolge durch die Mergel und Sandsteine vom M. Guido ersetzt werden können, betont ihre Zugehörigkeit zur Molasse. Ein ganz typischer Molasse-Sandstein ist der M. Fuso-Sandstein. Im Gegensatz zu den echten Flysch-Ablagerungen macht er einen tektonisch ruhigen Eindruck. Im Sedimentationsbild

lassen sich Ähnlichkeiten mit Flysch-Sandsteinen beobachten, da auch hier bisweilen "flute-" und "load-casts", eingeregelte Mergelschmitzen, Freßbauten von Würmern und eine Gradierung vorkommen. Am deutlichsten wird der Unterschied zu den Flysch-Sedimenten, z. B. zum Ostia-Sandstein oder zum Ober-Kreide-Alberese, durch den petrographischen und paläontologischen Befund. Der M. Fuso-Sandstein ist ausgesprochen heterogen zusammengesetzt und stellenweise sehr grobkörnig. Das Bindemittel ist nicht überwiegend detritisch wie bei den Flysch-Sandsteinen, sondern häufig als calcitischer Zement ausgebildet. Kornsortierung und Klassierung sind sehr schlecht. Das Liefergebiet muß viele Gesteinstypen umfaßt haben, unter anderem auch diverse Eruptiva, Metamorphite und Kalke. In den Sandsteinen treten Makrofossilreste, zahlreiche Foraminiferen und Lithothamnium-, Bryozoen- und Echinodermenbruchstücke auf. Die Mikrofauna in den Mergeln ist außerordentlich reichhaltig. Die Lebensbedingungen müssen wesentlich günstiger als in dem Flysch-Meer gewesen sein.

Obwohl bei vielen Schichtfolgen des Arbeitsgebietes Unsicherheiten über die fazielle Zugehörigkeit zum Flysch oder zur Molasse vorliegen, so kommen doch die unterschiedlichen Merkmale zwischen dem Ostia-Sandstein bzw. dem Ober-Kreide-Alberese als typischem Flysch-Sediment und dem M. Fuso-Sandstein als typischem Vertreter der Molasse-Sedimentation so deutlich zum Ausdruck, daß eine Verwechslung niemals möglich sein wird.

7.0 Quartär

7.1 Hangschuttbrekzien

Auf halber Höhe, kurz bevor die eigentlichen Steilwände des Caio-Alberese beginnen, treten im Bratica-Tal, daneben auch in der Umgebung des Rio Rumieto ganz selten Bildungen auf, die stark an interglaziale Hangschuttbrekzien aus den Alpen erinnern. Sie liegen als Härtlinge und nasenartige Vorsprünge in bizarrer Form inmitten rezenter Schuttfächer. Die Komponenten bestehen ausschließlich aus Caio-Alberese, das Bindemittel aus Calcit, das krustenförmig ganze Partien überzieht.

7.2 Ältere Flußschotter

Ein gutes Zeugnis für die junge Hebung des Gebirges bilden ältere Flußschotter, die im unteren Cedra-Tal nordöstlich Isola oder auch im Enza-Tal unterhalb C. Velago zu finden sind. Sie kommen in einer Höhe von drei bis zehn m über dem heutigen Flußbett vor, das durch die erneute, intensive Einschneidung schöne Aufschlüsse zeigt.

7.3 Bergschlipfe ("frane")

Die zweifellos markanteste, quartäre Bildung stellen die vielerorts zu beobachtenden Bergschlipfe oder "frane", wie sie im Italienischen bezeichnet werden, dar. Das schönste Beispiel dieser Art ist die Frana von Caneto, die sich auf einer Länge von zwei km verfolgen läßt und dabei 500 m Höhenunterschied überwindet. Wie ein Gletscher schlängelt sie sich in einem engen Tal innerhalb des mächtigen Caio-Alberese, des Hauptschuttlieferanten des ganzen Gebietes, entlang und bricht plötzlich zwischen den Steilwänden hervor, um in großen Abbrüchen in das Bett des T. Cedra zu gelangen. Der Vergleich mit einem Gletscher hinkt natürlich insofern, als bis auf eine teilweise vorhandene Schichtung kein Interngefüge vorliegt. Rein von der äußeren Gestalt her ist er aber angebracht. Auch an anderen Stellen, so bei Bellasola, Ballone, Sommo Groppo und Casanova treten diese Bergschlipfe auf und bereiten dem Straßenbau vor allem während der Schneeschmelze und der Frühjahrsregen durch die dauernde Bewegung der Schuttströme erhebliche Schwierigkeiten.

8.0 Zusammenfassung

Die Arbeit enthält die Ergebnisse einer Neukartierung im Maßstab 1 : 12 500, die in dem Raum zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enza-Tal im Nord-Apennin durchgeführt wurde. Es konnten durch diese Untersuchungen sechs stratigraphisch und tektonisch selbständige Einheiten unterschieden werden, die meist in Flysch- oder Molasse-Fazies vorliegen (vgl. Kap. 6.0).

Von unten nach oben sind zu nennen:

1. Die Mergel von Marra: Sie sind autochthon, gehören eventuell der toskanischen Fazies an und besitzen ein oligozänes Alter.

2. Das Tertiär des Bratica-Tales: Diese recht heterogene und komplizierte Schichtfolge legt sich als erste Gleitmasse auf den oligozänen Untergrund. Sie umfaßt fraglich paläozäne, danach aber vor allem eozäne Sedimente, die in ihren höchsten Anteilen vielleicht schon in das Oligozän hineinreichen. Oligozän konnte allerdings nirgends belegt werden. Sie wird durch kalkig-tonige, chaotische Sedimente, die in verschieden hohen Horizonten auftreten, außerdem durch pelagische Kalke und diverse, teils flyschartige Sandsteinkomplexe charakterisiert. Es handelt sich dabei entweder um eine stratigraphische Abfolge, die von der Kalk-Ton-Serie und den Kalken von Groppo del Vescovo über den Ponte Bratica-Sandstein und die Ponte Vestana-Serie bis zum Petrignacola-Sandstein bzw. den Kalk-Sandsteinen von Groppo Sovrano reicht, oder um eine Folge aus den genannten Sandsteinen, die öfters durch kalkig-tonige Olisthostrome unterbrochen wird. Die Beziehungen zwischen dem Petrignacola-Sandstein und den Kalksandsteinen von Groppo Sovrano konnten nicht genau geklärt werden. Die Beobachtungen ermöglichen für die Kalksandsteine von Groppo Sovrano entweder eine Deutung als selbständiges, tektonisches Element in Form einer Schuppe oder als fazielles Äquivalent des Petrignacola-Sandsteins. Das Tertiär des Bratica-Tales steht dem ligurischen Tertiär nahe, zeigt aber durch seine Sandsteine eine Sonderentwicklung an.

3. Der Ostia-Sandstein und seine faziellen Vertreter: Diese Gesteinsgruppe ist olistholithisch bzw. olisthostromatisch in das Tertiär des Bratica-Tales eingeschaltet. Altersmäßig liegt sie zwischen dem oberen Alb und dem Unter-Turon und gehört faziell einem Raum an, der zwischen Ligurikum und Emilianikum (K. J. REUTTER und C. W. SAMES 1964) gelegen ist.

4. Der Caio-Alberese und seine Liegend- und Hangend-Anteile: Die vorher erwähnten Serien werden durch ein sehr mächtiges, alberese-artiges Flysch-Sediment, das auf überkippten Partien im Liegenden Brekzien und Serpentinite führt und im Hangenden in eine paläozäne Schichtfolge übergeht, tektonisch überlagert. Die polygenen Brekzien und Serpentinite liegen im ?Alb bis ?Unter-Turon. Der Caio-Alberese

reicht vom ?Ober-Turon bis in das Maastricht und die Mergel und Sandsteine von Tizzano gehören in das untere Paläozän. Entsprechend den Vorschlägen von C. W. SAMES (1963) werden diese Gesteine einer der eigentlichen ligurischen Fazies nordöstlich vorgelagerten Fazies zugeordnet.

5. Der Cassio-Alberese und seine Liegend-Anteile: Die im E des Arbeitsgebietes überkippt liegenden Bänke des Caio-Alberese werden von dem Cassio-Alberese überschoben. An seiner Basis führt er die Chiastre-Serie, die durch chaotische Sedimente und Konglomerate vom Typ "Salti del Diavolo" gekennzeichnet ist und von der höheren Unter-Kreide bis in das ?Unter-Turon reicht. Der Cassio-Alberese beginnt im ?Ober-Turon und endet im Maastricht. Beide Serien sind typische Vertreter der emilianischen Fazies (K. J. REUTTER und C. W. SAMES 1964).

6. Die Molasse-Sedimente: Sie liegen auf dem Caio- bzw. Cassio-Alberese, sind wahrscheinlich gemeinsam mit dem Cassio-Alberese auf dem überkippten Flügel des Caio-Alberese mitverfrachtet worden und demnach ebenfalls allochthon. Stratigraphisch belegen sie durch eine sehr reiche Fauna (vgl. Kap. 3.76) ein Ober-Eozän- bis Aquitan-Alter. Ihre eindeutige Allochthonie oder Autochthonie kann nur durch größere Untersuchungen bewiesen werden. Sie führen mächtige Sandstein-, Konglomerat- und Mergelfolgen.

In Profil 6 und 7 und in der stratigraphischen Tabelle ist die Abfolge dieser sechs verschiedenen Einheiten übersichtlich dargestellt. Dabei müssen die Beziehungen zwischen den oligozänen Mergeln von Marra im W und den ober-eozänen M. Piano-Mergeln im E besonders betont werden, weil dadurch die allochthone Position der Molasse zum Ausdruck kommt. Die Abbildung 7 gibt einen Einblick in die geologischen Verhältnisse des Cedra-Tales, das vor allen Dingen die olistholithische Einschaltung des Ostia-Sandsteins sehr schön zeigt.

Die stratigraphische Einstufung der Serien ist sehr erschwert, da Makrofaunen so gut wie nicht vorhanden und die Mikrofaunen in den Flysch-Sedimenten oft spärlich und schlecht erhalten sind und meistens Umlagerungsprozessen ausgesetzt waren.

Die tektonischen Komplikationen müssen auf gleitende Bewegungen zurückgeführt werden, die aller Wahrscheinlichkeit nach in östliche bis nordöstliche Richtungen erfolgten und dabei Überschiebungsweiten von mehreren 10 km erreichten. Sie haben im Eozän begonnen und mindestens bis zum oberen Oligozän angedauert.

Die Beobachtungen lassen kein einfaches tektonisches Schema im Sinne der Deckentheorie G. STEINMANNs (1907) zu, sondern sprechen für schwer rekonstruierbare Einzelvorgänge.

Insgesamt gehören die im Aufnahmegebiet anstehenden Gesteins-Serien in Anlehnung an die Arbeitshypothese von K. J. REUTTER und C. W. SAMES (1964) in einen Grenzbereich, in dem sich toskanische, ligurische und emilianische Fazies berühren.

8.1 Riassunto

Questo lavoro contiene i risultati d'un rilievo 1 : 12 500 eseguito nella zona fra l'Alta Val Parma e l'Alta Val Enza (Appennino settentrionale). Le ricerche hanno permesso di distinguere sei complessi stratigrafici e tettonici. La maggior parte delle diverse unità è formata da facies di flysch o di molassa (vedi cap. 6.0).

Dal basso all'alto si trova la seguente successione:

1. Le "Marne di Marra":
Esse rappresentano un complesso autoctono di età oligocenica ed appartengono probabilmente alla facies toscana.

2. Il "Terziario della Val Bratica":
Questa eterogenea e complicata sequenza ricorpre il substrato oligocenico in contatto probabilmente tettonico. Tutta la serie è costituita da sedimenti paleocenici (?) ed eocenici che nelle loro parti superiori arrivano forse nell'Oligocene. In nessun posto, però, si è potuto determinare l'Oligocene. La serie è caratterizzata da membri argilloso-calcarei caotici che affiorano in diversi livelli, da calcari pelagici e diverse arenarie flyschioidi. Per questo complesso esistono due possibilità d'interpretazione: si tratta o d'una successione stratigrafica che comprende dal basso all'alto la "Kalk-Ton-Serie" (serie argilloso-calcarea), i "Calcari di Groppo del Vescovo", le "Arenarie di Ponte Bratica", la "Serie di Ponte Vestana" e le "Arenarie di Petrignacola" (rispettivamente localmente le "Calcareniti di Groppo Sovrano"), oppure d'una serie delle arenarie precedenti spesso interrotta da olistostromi argilloso-calcarei. Non sembra possibile spiegare esattamente le relazioni fra le "Arenarie di Petrignacola" e le "Calcareniti di Groppo Sovrano". E'possibile che le "Calcareniti di Groppo Sovrano" rappresentino una unità tettonica speciale, come scaglia separata, oppure corrispondano, in facies diversa, alle "Arenarie di Petrignacola". Il "Terziario della Val Bratica" sommiglia alle Liguridi terziarie. I diversi livelli arenacei, però, dimostrano una particolare evoluzione paleogeografica.

3. Le "Arenarie di Ostia" ed i loro equivalenti laterali (la "Buntschiefer-Serie" ecc.):
Questo complesso si trova intercalato nel "Terziario della Val Bratica" in forma di olistoliti (rispettivamente localmente di olistostromi). La provenienza delle "Arenarie di Ostia", le quali sono attribuite al periodo dall'Albiano superiore al Turoniano inferiore, è da cercare, secondo la loro facies, in una zona situata fra le Liguridi e le Emilianidi (K. J. REUTTER e C. W. SAMES 1964).

4. Lo "Alberese di M. Caio" ed i terreni alla base ed al tetto: Alle formazioni precedenti è sovraposto lo "Aberese di M. Caio" in netto contatto tettonico. Lo spessore di questo flysch marnosocalcareo si aggira sui 2200 m. La base dello "Alberese di M. Caio", che si può osservare sulle sue parti rovesciate vicino a Selvanizza, è costituita dalle cosiddette "Breccie poligeniche" e da ofioliti. Al tetto, invece,

si trova il passaggio probabilmente stratigrafico alle "Marne ed Arenarie di Tizzano". Le "Breccie poligeniche" e le ofioliti comprendono il periodo Albiano (?) - Turoniano inferiore (?), lo "Alberese di M. Caio" il Turoniano superiore (?) - Maestrichtiano, mentre le "Marne ed Arenarie di Tizzano" sono da attribuire al Paleocene inferiore. Secondo le proposte di C. W. SAMES (1963) è possibile aggiungere questo complesso ad una facies che si trova a nord-est della facies propria ligure.

5. Lo "Alberese di M. Cassio" e la sua base stratigrafica:
Sugli strati rovesciati dello "Alberese di M. Caio" è sovrascorso lo "Alberese di M. Cassio" nell'E della zona di rilievo. Alla base dello "Alberese di M. Cassio" sta la "Serie di Chiastre" che è caratterizzata da sedimenticaotici e da conglomerati di tipo "Salti del Diavolo". La "Serie di Chiastre" corrisponde al periodo dal Cretaceo inferiore al Turoniano superiore (?), e lo "Alberese di M. Cassio" a quello dal Turoniano superiore (?) al Maestrichtiano. Le due serie sono esempi tipici della facies emiliana (K. J. REUTTER e C. W. SAMES 1964).

6. I sedimenti a facies di molassa:
Essi ricoprono lo "Alberese di M. Caio", rispettivamente lo "Alberese di M. Cassio" nell'E della zona di rilievo e sono scivolati sopra il substrato insieme collo "Alberese di M. Cassio" accavallato sulle parti rovesciate dello "Alberese di M. Caio". Prescindendo dalle "Marne di Marra" tutti i complessi precedenti sono alloctoni secondo questa interpretazione. I microfossili dei sedimenti a facies di molassa sono abbondanti e ben conservati ed appartengono all'età dall'Eocene superiore fino all'Aquitaniano (vedi cap. 3.76). Si può provare l'autoctonia o l'alloctonia univoca della molassa soltanto con altre ricerche in zone contigue. La molassa contiene spesse sequenze di conglomerati, di arenarie e di marne.

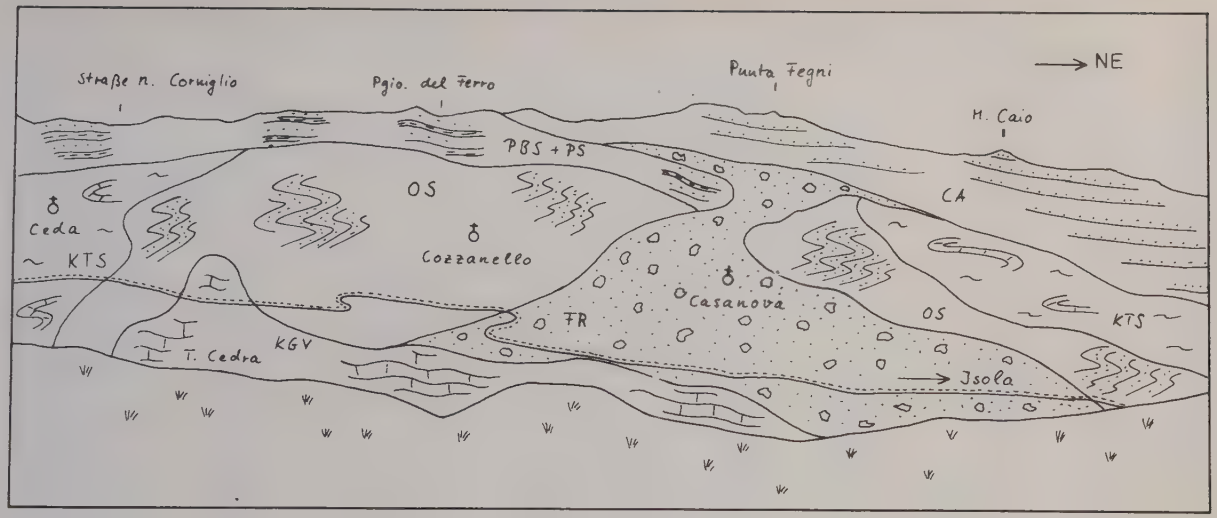
La successione di questi sei complessi è rappresentata nelle sezioni geologiche 6 e 7. Le relazioni fra le "Marne di Marra" (Oligocene) nell'W e le "Marne di M. Piano" (Eocene superiore) nell'E della zona di rilievo sono molto importanti perchè con questo confronto viene messa in evidenza la posizione alloctona della molassa.

La fig. 7 dimostra la situazione geologica nella Val Cedra e l'intercalazione delle "Arenarie di Ostia" come olistoliti.

La datazione stratigrafica delle formazioni a facies di flysch è difficile perchè mancanti di macrofaune; le microfaune forniscono per la maggior parte solo fossili scarsi, mal conservati, non indicativi e spesso risedimentati.

Estesi scivolamenti hanno poi complicato le posizioni tettoniche. I movimenti sono stati diretti probabilmente verso E - NE ed hanno incominciato nell'Eocene e persistito fino all'Oligocene superiore almeno. La lunghezza dei sovrascorrimenti ammonta 10 km e di più. Le osservazioni escludono lo schema tettonico di G. STEINMANN (1907), ma accennano a diversi scivolamenti separati, difficilmente ricostruibili.

Tutti i complessi che affiorano nella zona di rilievo appartengono ad una zona in cui si incontrano le facies toscana, ligure ed emiliana (K. J. REUTTER e C. W. SAMES 1964).



SW NE

Zur Geologie des Cedra-Tales: Blick von Vecciatica nach NW (Vereinfachte Darstellung)

PBS + PS: Ponte Bratica-Sandstein und Petrignacola-Sandstein
KTS: Kalk-Ton-Serie. KGV: Kalke von Groppo del Vescovo.
OS: Ostia-Sandstein. CA: Caio-Alberese. FR: Frana. Abb. 7

9.0 Literaturverzeichnis

AGIP MINERARIA: Foraminiferi padani (Terziario e Quaternario). Atlante iconografico e distribuzione stratigrafica. Milano, 1957.

AGIP MINERARIA: Microfacies italiana. S. Donato Milanese, 1959.

AGIP MINERARIA: Note sul rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955 - 59 dai Geologi dell' Agip Mineraria. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 80, 1; 1961.

ANELLI, M.: L' Eocene nella vallata del Parma. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 27, 1908.

ANELLI, M.: Sezioni geologiche attraverso l' Appennino Parmense, Giorn. di Geologia 10, Bologna 1935.

ANELLI, M. und SACCO, F.: Carta geologica d' Italia, foglio 85. Castelnovo ne' monti. Firenze 1932.

AZZAROLI, A.: Tettonica della catena principale dell' Appennino Lunigianese tra il Passo di Pradarena e il Passo di Lagastrello. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 69, 3; 1950.

AZZAROLI, A.: L' Appennino tosco-emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici e i nuclei mesozoici di Corfino e Soraggio. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 74, 2; 1955.

BARBIERI, F. und ZANZUCCHI, G.: La stratigrafia della Valle di Roccaferrara (Appennino Parmense). Att. Soc. It. Sc. Nat. Mus. Civ. Stor. Nat., Milano. Vol. CII, Fasc. II; 1963.

BEHRMANN, R. B.: Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung. Abh. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math. Phys. Kl., III. Flg. H. 15, Berlin 1936.

BONI, A.: Per la geologia dell' Appennino settentrionale a W della linea La Spezia - Piacenza. Atti Ist. Geol. Università di Pavia, 12, 1961.

BOUMA, A. H.: Sedimentology of some Flysch Deposits. Elsevier Publishing Company. Amsterdam/New York 1962.

CAROZZI, A. V.: Microscopic Sedimentary Petrography. John Wiley Sons, Inc., New York and London, 1960.

CITA, M. B.: The Cretaceous-Eocene boundary in Italy. Ist. Geol. Pal. Geogr. Univ. Milano, Serie G., N. 89, Milano 1955.

CUSHMAN, J. A.: Foraminifera, their classification and economic use. Harvard University Press 1950. Cambridge, Mass.

DALLAN, L.: Contributo alla geologia dell' Appennino tosco-emiliano: II. -Ricerche micropaleontologiche nel flysch dei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese). Boll. Soc. Geol. It. Vol. 81, 2; 1962

DE SITTER L. U.: Structural Geology, McGraw-Hill Publ. Comp. lim. New York, London, Toronto, 1956.

DE STEFANI, C.: Le rocce eruttive dell' Eocene superiore nell' Appennino. Boll. Soc. Geol. It., 1889.

DE WIJKERSLOOTH, P.: Bau und Entwicklung des Apennins besonders der Gebirge Toskanas. Geol. Inst. Amsterdam 1934.

EAMES F. E., BANNER, F. T., BLOW, W. H., CLARKE, W. J.: Fundamentals of mid-tertiary stratigrafical correlation. University Press, Cambridge 1962.

ELTER, P.: I lineamenti tettonici dell' Appennino a Nord-Ovest delle Apuane. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 79; 1960.

ELTER, P., GIANNINI, E., TONGIORGI, M., TREVISAN, L.: Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. Rend. Acc. Naz. Lincei Cl. Sc. fis. mat. nat., 29, 1961.

GHELARDONI, R.: Serie stratigrafica di M. Caio. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 80, 1; 1961.

GIRELLI, M.: Considerazioni stratigrafiche e micropaleontologiche preliminari sui banchi rossi nell' Appennino Tortonese-Pavese. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 79, 3; 1960.

GOLDBERG, G.: Geologische Untersuchungen im Raume südlich Passo della Cisa (Prov. Massa, Nord-Apennin). Unveröff. Dipl. -Arb., Freie Univ. Berlin, 1964.

GÖRLER, K. und REUTTER, K. J.: Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nord-Apennins. Geol. Rundsch. 53, 1; 1964.

GÜNTHER, K.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet um Casola in Lunigiana, Provinz Massa-Carrara, Italien (Nord-Apennin) Unveröff. Dipl. -Arb. Freie Univ. Berlin, 1965.

HAGN, H.: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. Int. sed. petr. ser., E. J. Brill, Leiden 1955.

HAGN, H.: Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Garda-See, Ober-Italien). Palaeontografica 107 A, Stuttgart 1956.

HILLEBRANDT, A. v.: Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. Bayr. Akad. Wiss., Math. Nat. Kl., Abh., N. F., H. 108, München 1962.

HILLEBRANDT, A. v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). Z. D. G. G. 113, 2 u. 3, Hannover 1962

IBBEKEN, H.: Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scrivia-Tal (Prov. Alessandria und Genua), Diss. Math. Nat. Fak. Freie Univers. Berlin 1962

KLAUS, J.: Le "Complexe schisteux intermédiaire" dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes). Ecl. Geol. Helv. 52, 2; 1959

KOBER, L.: Beiträge zur Geologie des Nordapennin und der angrenzenden Alpen. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., Abt. I, 136, 1927.

KRAMPE, K. D.: Zur Geologie des Hochappennins zwischen Secchia und Enza. Diss. Math. Nat. Fak. Freie Univers. Berlin 1965.

KUBE, W.: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik im oberen Aveto-Tal, Provinz Genua, Italien. Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 1962.

KUENEN, PH. H.: Turbidity currents a major factor in flysch deposition. Ecl. Geol. Helv. 51, 3; 1959.

KUENEN, PH. H.: Transport and sources of marine sediments. Geol. en Mijnbow, 21, 1959.

KUENEN, PH. H. und CAROZZI, A.: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. Journ. Geol., Vol. 61, 4; 1953.

KUEHEN, PH. H. und MIGLIORINI, C.I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journ. Geol. Vol. 58; 2; 1950.

LOEBLICH, A. R. and Collaborators: Studies in foraminifera. United States National Museum, Bull. 215, Smithsonian Inst., Washington D. C.; 1957.

LOESCHKE, J.: Geologische Untersuchungen im Raume des Monte Caio, Provinz Parma, Nord-Apennin. Unveröff. Dipl.-Arb., Freie Univ. Berlin 1963.

LOTTI, B.: Contribuzione allo studio delle serpentine italiane e della loro origine. Boll. R. Com. geol. d'It., Vol. 4, 1883.

LUDWIG, O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nord-Apennin. Geol. Rundsch., 1929.

MARKWICH, H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet um Corniglio, Provinz Parma, Nord-Apennin. Unveröff. Dipl.-Arb., Freie Univ. Berlin 1964.

MERLA, G.: Geologia dell'Appennino Settentrionale. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 70, 1952

MERLA, G.: Essay on the geology of the Northern Appennines. Meeting on the gas-fields of Western Europe. Milan 1957.

MIGLIORINI, C. I.: Composite wedges and orogenic landslips in the Apennines. Int. Geol. Congr., Part XIII, London 1952

MONTANARO-GALLITELLI, E.: Globotruncane campaniano-maestrichtiane nella formazione a facies di flysch di Serramazzoni nell'Appennino settentrionale Modenese. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 77, 2, 1958.

PANNELLA, G. e PIZZOCHERO, M. L.: Considerazioni su alcune microfaune dell' "argilla" del Bobbiese. Mem. Soc. Geol. It. Vol. III; 1962.

PELIZZER, R.: Ricerche sulle ofioliti della zona tra la Futa e la Raticosa. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 77, 4, 5; 1955.

PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. Harper and Brothers, New York 1957.

PIRINI, C.: Contributo paleontologico allo studio dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It. Vol. 80, 1; 1961.

POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. VEB Deutscher Verlag d. Wiss., Berlin 1958.

REUTTER, K. J.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nord-Apennin. Diss. Math. Nat. Fak. Freie Univ. Berlin, 1960.

REUTTER, K. J.: Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin. N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1961.

REUTTER, K. J. und SAMES, C. W.: Fazieszusammenhänge im Nordapennin.
Z. D. G. G. 114, 3; 1964.

REUTTER, K. J., SERPAGLI, E.: Micropaleontologia stratigrafica sulla "scaglia rossa" di Val Gordana (Pontremoli).
Boll. Soc. Paleont. It. Vol. 1, 1961.

RICHTER, G.: Geologische Untersuchungen im Raume südlich Calestano, Provinz Parma, Nord-Apennin.
Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 1964.

RICHTER, M.: Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin. Geol. Rundsch. 50, 1960.

RICHTER, M.: Alpen, Apennin und Dinariden.
N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1962.

RICHTER, M.: Das Alter der Serpentinite östlich von Florenz.
N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1962.

RICHTER, M.: Der Bauplan des Apennins.
N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1963.

ROVERETO, G.: Liguria Geologica.
Mem. Soc. Geol. It. 2, 1939.

SACCO, F.: L'Appennino settentrionale.
Boll. Soc. Geol. It. Vol. 10, 1891.

SAMES, C. W.: Zur Geologie des Nord-Apennins im Raum Bedonia, Parma. Diss. Math. Nat. Fak. Freie Univ. Berlin, 1960.

SAMES, C. W.: Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien).
Geol. Jb. 81, Hannover 1963.

SCHNEIDER, J.: Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin.
Abh. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math. Phys. Kl., III. Flg., H. 14, Berlin 1935.

SCHULZE, K. H.: Geologie des Gebietes zwischen Valmozzola und Ostia, Nord-Apennin, Provinz Parma, Italien.
Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 1964.

SEILACHER, A.: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.
Z. D. G. G. 105, Hannover 1954.

SEILACHER, A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. Ecl. Geol. Helv. 51, 3; 1958.

SIGNORINI, R.: Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale.
Rend. Acc. Naz. Lincei, serie 8, 1946.

SIMON, W. und BARTENSTEIN, H.: Leitfossilien der Mikropaläontologie.
Geb. Borntträger, Berlin-Nikolassee 1962.

STAUB, R.: Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. Ecl. Geol. Helv. 44, 1; 1951.

STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. Z. D. G. G. 59; Berlin, 1907.

STEINMANN, G.: Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen.
14 Congr. Geol. Int. 1926, Madrid 1927.

TEICHMÜLLER, R.: Der Deckenbau des Nord-Apennins zwischen Modena und Massa-Carrara.
Abh. Ges., Wiss. zu Göttingen, Math. Phys. Kl., III. Flg. H. 13, Berlin, 1935.

TEN HAAF, E.: Graded beds of the Northern Apennines.
Sedimentary structures and directions of supply.
Diss. Groningen, 1959.

TERCIER, J.: Le Flysch dans la sédimentation alpine.
Ecl. Geol. Helv. 40, 2; 1947.

THIEME, R.: Serie stratigrafica di Antognola.
Boll. Soc. Geol. It. Vol. 80, 1; 1961.

TILMANN, N.: Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toscanas. Geol. Rundsch. 17a, 1926.

TRÖGER, W. E.: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten, gesteinsbildenden Minerale.
In: FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. IV, 1. Frankfurt 1955.

TRÜMPY, R.: Der Werdegang der Geosynclinale.
Geol. Rundsch. 50, 1960.

TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Western Alps.
Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 71; 1960.

VOORT, H. B.: Zum Flyschproblem der Westpyrenäen.
Geol. Rundsch. 53, 1; 1964.

ZACCAGNA, D.: Descrizione geologica delle Alpi Apuane.
Mem. descr. d. Carta Geol. d'Italia, Vol. 25, 1932.

ZANZUCCHI, G.: Studio geotettonico sul Flysch della Val Baganza (Parma). Boll. Soc. Geol. It. Vol. 80, 3; 1961.

ZANZUCCHI, G.: Osservazioni preliminari sul Flysch dell'Appennino Parmense. Boll. Serv. Geol. It. Vol. 81, 4, 5; 1962.

ZANZUCCHI, G.: La geologia dell'alta Val Parma.
Mem. Soc. Geol. It. Vol. IV; 1963.

ZEIL, W.: Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten (Subalpine Molasse, Oberbayern).
Geol. Bav. 17, München 1953.

ZEIL, W.: Merkmale des Flysch.
Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, Berlin 1960.

Lebenslauf

Am 3. 10. 1937 wurde ich, Jörg Loeschke, als Sohn des Kinderarztes Dr. med. Adalbert Loeschke und seiner Ehefrau Ilse Loeschke, geb. Fölsche, in Köln geboren. Von 1943 bis 1947 besuchte ich die Volksschulen in Litzmannstadt, Zirke (Warthegau), Rieder (Harz) und Darmstadt. Von 1947 bis 1955 war ich Schüler des humanistischen Ludwig-Georgs-Gymnasiums in Darmstadt. In Berlin ging ich von 1955 bis 1957 auf das humanistische Gymnasium zu Berlin-Steglitz. Dort legte ich im Frühjahr 1957 die Reifeprüfung ab.

Im Sommersemester 1957 studierte ich Physik an der Freien Universität Berlin, wechselte im Wintersemester 1957/58 mein Studienfach und war seitdem Student der Geologie an den Universitäten in Berlin, Freiburg/Br. und München.

Im Juli 1963 beendete ich mein Studium mit der Diplom-Prüfung an der Freien Universität Berlin.

Meine Lehrer waren an der Freien Universität Berlin die Herren Professoren Dr. M. Richter und Dr. G. Bischoff (Geologie), Dr. K. R. Mehnert (Mineralogie), Dr. W. G. Kühne (Paläontologie), Dr. K. J. Müller (Mikropaläontologie), Dr. H. Lassen (Physik), Dr. K. F. Jahr und Dr. W. Lautsch (Chemie), Dr. W. Ulrich (Zoologie), Dr. H. Drawert (Botanik), Dr. H. H. Ostmann (Mathematik), Dr. E. Fels und Dr. J. H. Schultze (Geographie), an der Technischen Universität Berlin Herr Professor Dr. R. Bock (Geophysik), an der Albert-Ludwigs-Universität in Freiburg/Br. die Herren Professoren Dr. M. Pfannenstiel (Geologie und Paläontologie), Dr. W. E. Tröger (Mineralogie) und Dr. O. Koehler (Zoologie) und an der Ludwig-Maximilians-Universität in München die Herren Professoren Dr. E. Kraus, Dr. H. J. Schneider und Dr. W. Zeil (Geologie), Dr. A. Maucher (Angewandte Geologie und Mineralogie), Dr. G. Fischer (Petrographie), Dr. R. Dehm, Dr. W. Quenstedt und Dr. H. Hagn (Paläontologie und historische Geologie) und Dr. G. Angenheister (Geophysik).

Berlin-Zehlendorf, den 4. 12. 1964